Digitized by the Internet Archive
in 2014

http://archive.org/details/mitteilungen0405geog

ROYAL CANADIAN INSTITUTE

P
Geog
G 3

Mitteilungen

der

Geographischen Gesellschaft in München.

Vierter Band.

(Fortsetzung der „Jahresberichte der Geogr. Gesellschaft in München".)

Herausgegeben

im Auftrage des Vorstandes von dem I. Schriftführer der Gesellschaft

Prof. Dr. J. B. Messerschmitt.

Mit 20 Tafeln.

München 1909.
Literar.-artist. Anstalt Theodor Riedel
Verlagshandlung — Prannerstrasse 13.

G
13
G382
Bd.4-5

613203
4.7.55

K. B. Hof- und Univ.-Buchdruckerei von Junge & Sohn, Erlangen.

Inhalt.

Seite

Mylius, H., Dr., Die geologischen Verhältnisse des Hinteren Bregenzer Waldes in den Quellgebieten der Breitach und der Bregenzer Ach bis südlich zum Lech 1

Crammer, H., Prof. Dr., Struktur und Bewegung des Gletschereises . . 97

Messerschmitt, J. B., Prof. Dr., Die Registrierungen der süditalienischen Erdbebenkatastrophe in München 127

Stein, M. A., Dr., Geographische und archäologische Forschungsreisen in Chinesisch-Turkestan 147

Bayberger, F., Prof. Dr., Zum Problem des Wellheimer Trockentals . 179

Roß, H., Dr., Der Isthmus von Tehuantepec 234

Jahresbericht für 1908 132

Rechnungsablage für 1908 138

Sitzungsberichte 237

Referate:

Distel, L., Zum heutigen Stand der Frage über den Taltrog . . 139

Messerschmitt, J. B., Prof. Dr., Über neuere Beobachtungen von Bodenbewegungen 252

Bücherbesprechungen . . . . . 140 u. 254

J. Amann, Karl Andree, O. Deuerling, E. Enzensberger, A. Geikie, W. Götz, A. Grubert, F. Heiderich, E. Hengstenberger, F. Katzer, Ch. Kittler, J. L. Klarmann, P. Kreichgauer, G. Ohlhaut, J. Plaßmann, F. Pohle, J. Röger, R. Singer, L. Waagen, J. Walther, Forschungsreise S. M. S. Planet, Himmel und Erde, Brunns Spezialkarten, Kartenwerke des k. bayer. top. Bureaus.

Referenten: L. Bürchner, E. v. Drygalski, W. Götz, A. Grubert, Ch. Kittler, M. Mayr, J. B. Messerschmitt, G. Ohlhaut, F. Regel, H. Rothamel, L. Scherman.

Die geologischen Verhältnisse des Hinteren Bregenzer Waldes in den Quellgebieten der Breitach und der Bregenzer Ach bis südlich zum Lech.

Von Dr. Hugo Mylius.

I.

Orographische Skizze.

Das behandelte Gebiet gehört hydrographisch zu den beiden Stromgebieten des Rheines und der Donau. Als Seitenflüsse des Rheines kommen Ill und Bregenzer Ach in Betracht, als Seitenflüsse der Donau Iller und Lech. Die zahlreichen Wasserläufe, welche es netzartig durchziehen und begrenzen, gehören somit diesen vier Flußläufen an. Von dem hydrographischen Gebiet der Ill liegt nur der oberste Lauf des im großen Walsertale fließenden Lutzbaches, der hier in seinem Quellgebiet Metzgertobel genannt wird, innerhalb der Grenzen des Gebietes. Die Bregenzer Ach durchfließt es beinahe vollständig in südöstlich-nordwestlicher Richtung. Bei Schoppernau dasselbe verlassend, empfängt sie etwas oberhalb dieser Ortschaft zwei Seitenflüsse, den Gräßalperbach, auch Sennauerbach genannt, als linken und den Schrecksbach als rechten Zufluß; beide Bäche bilden orographische Begrenzungen. Von den drei Quellbächen der Iller, der Breitach, der Stillach und der Trettach, welche sich bei Oberstdorf vereinigen, kommt nur die Breitach in Betracht; in ihrem oberen Lauf ungefähr westöstlich fließend, bildet sie gemeinsam mit dem Schrecksbach die vollständige nördliche Begrenzung. Der Lech, in seinem Quellgebiet Formarinbach genannt, begrenzt das Gebiet im Süden und Südosten.

Die Berge, welche sich an seinem Aufbau beteiligen, stellen kein orographisch zusammenhängendes Gebirge dar; vielmehr werden durch breite Täler und tiefe Schluchten große, isolierte

Bergmassive voneinander getrennt. Ein Blick auf die Übersichtskarte zeigt jedoch, daß sie in zwei ungefähr parallel und in der Richtung W.S W.—O.N.O. verlaufenden Zügen angeordnet sind. In der nördlichen Hälfte unseres Gebietes bilden die Hochkünzelspitz, der Heiterberg, der Widderstein und das Gaishorn den einen dieser beiden Züge, in der südlichen Hälfte der Johanneskopf, die Braunarlspitz, die Mohnenfluh und das Aarhorn den anderen. Außerhalb der Umgrenzung des Gebietes liegen der Zitterklapfen und die Schafalpenköpfe in der Richtung des ersteren, der Biberkopf und der ganze Allgäuer Hauptkamm in der Richtung des letzteren.

Das Aarhorn, auch Karhorn genannt, ist eine vollkommen isolierte Felsmasse; sie ruht auf einer Basis, die sich nach Norden breit ausdehnt, und an deren Rand die Gemeinden Schroecken, Hochkrumbach, Warth und Lech liegen. Das gesamte Massiv wird begrenzt von den Flußläufen des Lech und der Bregenzer Ach nebst deren Zuflüssen, dem Gaisbach, dem Krummbach und dem Seebach. Die vier genannten Gemeinden nebst dem sich zwischen ihnen erhebenden Gebirgsland werden unter dem Namen „der Tannberg“ zusammengefaßt (in der österreichischen Karte 1 : 25 000 ist die Bezeichnung „Tannberg oder Thamberg“ irrtümlicherweise für ein südlicher gelegenes Gebiet angewandt worden). Das Rothorn und der Hochberg sind die höchsten Erhebungen eines Rückens, der den Kamm Zitterklapfen—Hochkünzelspitz mit dem der Braunarlspitz verbindet, und der den Abschluß des großen Walsertales gegen Osten bildet. Der Schadonapaß ist die tiefste Einsattelung dieses Rückens. Ein Rücken, der allerdings nicht in bedeutenden Erhebungen, sondern in einer Reihe beinahe gleich hoher Köpfe kulminiert, verbindet den felsigen Kamm Gaishorn—Schafalpenköpfe mit dem Rauhgehrnrücken, dem westlichsten Ausläufer des Allgäuer Hauptkamms. Dieser Verbindungsrücken, dessen eine Erhebung der Haldenschwangerkopf ist, bildet den westlichen Abschluß des Rappenalpentales.

Die Wasserscheiden zwischen den zu Anfang besprochenen Flußläufen der Ill, der Bregenzer Ach, der Breitach und dem Lech sind in die Übersichtskarte streckenweise mit besonderer Bezeichnung eingetragen; auf sie braucht nicht näher eingegangen zu werden.

Die Begrenzung des behandelten Gebietes ist zur größeren Hälfte eine orographisch natürliche. Im Norden, Süden und Südosten sind es Wasserläufe, wie bereits bei Besprechung derselben (Sennauerbach, Schrecksbach, Breitach, Lech) erwähnt wurde, welche die Begrenzung bilden. Im Westen verbindet eine Luftlinie den westnordwestlich vom Schadonapaß gelegenen P. 2126 mit dem Johanneskopf und trifft den Lech, in gleicher Richtung südlich verlängert, etwas oberhalb der Tannleger Alp. Von P. 2126 an erreicht diese westliche Begrenzungslinie in ihrem nördlichen Verlaufe, dem First eines kurzen Rückens folgend, etwas östlich vom Glattjöchelgipfel den Kamm, der den Zitterklapfen mit der Hochkünzel verbindet und, über P. 1688 als Luftlinie verlängert, den oberen Lauf des Sennauerbaches. Die östliche Begrenzung verbindet die Kirche von Mittelberg durch eine Luftlinie mit dem Zwölferkopf; in ihrem weiteren südlichen Verlaufe begleitet sie die Kammlinie bis zum Liechelkopf und von hier über das Gaishorn und den im Vorangegangenen erwähnten Rücken, der im Haldenschwangerkopf einen Kulminationspunkt besitzt, die Landesgrenze zwischen Bayern und Vorarlberg. Am westlichen Ende des Rauhgehrnrückens macht sie eine scharfe Wendung von 90° und läuft dann längs der Grenze zwischen Bayern und Tirol auf der Höhe dieses Rückens in östlicher Richtung weiter. Einige hundert Meter vor dem Schrofenpaß verläßt sie bei P. 140 (Höhenmaß nicht angegeben) die Landesgrenze, führt gleichzeitig eine scharfe Wendung von 90° gegen Süden aus und wird nun wieder durch eine Luftlinie ersetzt, welche P. 140 mit P. 1470 östlich von Warth verbindet und, in gerader Richtung südlich verlängert, den Lech trifft.

Das behandelte Gebiet liegt somit beinahe vollständig in Vorarlberg; nur das kleine Areal, welches zwischen dem Rauhgehrnrücken und dem Krummbach liegt, längs welchem von Wolfegg bis zu seiner Mündung in den Lech die Grenze zwischen Tirol und Vorarlberg verläuft, gehört zu Tirol.

II.

Historischer Rückblick.

1853. Sieht man von der 1843 in Innsbruck erschienenen Arbeit A. R. Schmidts „Vorarlberg“[1]) ab, in welcher uns bereits wichtige geologische Beobachtungen über Vorarlberg überliefert wurden, so war A. Escher von der Linth (Geol. Bemerkungen) der erste, der bei seinen Forschungen in diesem Lande so bedeutungsvolle Erfolge erzielte, daß sie für die folgenden Forschungen ein wertvolles und festes Fundament bildeten. Seit Anfang der 40er Jahre kam er oft bald allein, bald mit Merian und Studer in den hinteren Bregenzer Wald. Ihre Namen, wie die von Gümbels und von Richthofens findet man in einem alten Fremdenbuch, das aus dem Jahre 1850 stammt, im Gasthof in Schroecken wiederholt eingetragen. Bietet schon die Fülle des paläontologischen Materials, das seit diesen ersten eingehenden Beobachtungen Eschers aus dem nördlichen Vorarlberg und dem angrenzenden Allgäu gesammelt und beschrieben wurde, dem Paläontologen ein lohnendes Studium dieser Gegend, so wird sein Interesse an derselben noch gesteigert, wenn er als Tektoniker verfolgt, wie die sich oft in kurzen Zeitabschnitten aneinander reihenden Ansichten über den Bau der Berge sich entwickeln und voneinander abweichen. Schon Escher war es in den nördlichen Kalkalpen aufgefallen, daß Gebirgsmassive, deren Firste von Hauptdolomit aufgebaut werden, sich oft in mehr oder weniger zusammenhängenden und unter sich parallelen Ketten hintereinander reihen. Er führte eine Gruppierung derselben in „Dolomitketten“ ein. Seine Querprofile schneiden dieselben unter einem rechten Winkel und lassen sich regelmäßig wiederholende Formationsglieder der Trias und des Jura deutlich erkennen. Als besonders charakteristisch hob bereits Escher die staffelförmige Wiederholung immer derselben Dolomite, Kalke und Mergel hervor, ohne sich jedoch, wie er selbst sagt, über den tektonischen Aufbau dieser Trias-Liaszone eine vollständig klare Vorstellung machen zu können.

1856. Die geognostischen Beobachtungen, welche C. W. von Gümbel bis zum Jahre 1854 in den nördlichen Kalkalpen Tirols

[1]) Vgl. jeweilen das Literaturverzeichnis.

und Vorarlbergs gesammelt hatte, ergänzte er in den folgenden Jahren, während welcher er im Auftrage der bayerischen Landesuntersuchung im Allgäu mit Aufnahmen tätig war, wobei er sich auf die von Escher gesammelten Beobachtungen und Resultate stützte (vgl. seine „Beiträge"). In der Reihenfolge der Formationen, welche er aufstellte, beging er jedoch einen Irrtum, der hier Erwähnung finden soll, da er durch Nichterkennen von Störungen, wie sie für das behandelte Gebiet gerade typisch sind, verursacht wurde. Es handelt sich hierbei um das Vorkommen von Hauptdolomit als Hangendes von Allgäuschichten. Irrtümlicherweise normale Lagerung annehmend, gelangte Gümbel zu dem Schluß, daß es sich hier um eine jüngere jurasische Dolomitfacies handeln müsse und bezeichnete dieselbe als „zweite obere Dolomitlage (p. 31, 38).

1859. In diesem Jahr erschienen im Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. „Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol" von Richthofen. Von der Reichsanstalt mit den Aufnahmen in Vorarlberg und dem angrenzenden nördlichen Tirol betraut, war Richthofen der erste, der sich von dem komplizierten tektonischen Aufbau der Kalkalpen Vorarlbergs ein klares Bild zu machen vermochte. Bereits durch Escher auf die gleichförmige Gesetzmäßigkeit aufmerksam gemacht, mit welcher sich die „Dolomitketten" in parallelen, ungefähr ostwestlich verlaufenden Zügen hintereinander reihen, gelang es ihm, auf die Fragen nach den Ursachen dieses tektonischen Aufbaues, klare und zutreffende Antworten zu geben. Den Ausdruck „Dolomitenketten" ließ er fallen. Er erkannte, daß der tektonische Bau in ostwestlich streichenden Mulden und Sätteln und in Überschiebungen besteht. Er führte die Bezeichnung „Hebungswellen" ein und unterschied je nach ihrer Ausdehnung und Bedeutung Haupt- und akzessorische Hebungswellen. Er erkannte ferner, daß die Trias-Liaszone an ihrem Nordrande von einer Überschiebungslinie begrenzt wird, und daß die sie aufbauenden Dolomite, Kalke und Mergel auf den nördlich vorgelagerten Flysch hinaufgeschoben worden sind; auch seine Einteilung der Hebungswellen, soweit sie für das behandelte Gebiet in Betracht kommt, ist im allgemeinen zutreffend. Bereits in der orographischen Skizze machte ich auf die Eigentümlichkeit aufmerksam, daß im nördlichen Teile desselben Zitterklapfen, Hochkünzelspitz, Heiterberg, Widder-

stein, Gaishorn, Schafalpenköpfe, im südlichen Johanneskopf, Braunarlspitz, Aarhorn, Biberkopf, Allgäuer Hauptkamm in einer Richtungslinie liegen. Verfolgt man die Hebungswellen IV und V in Richthofens Querprofilen IX bis XII, so erkennt man sofort ihre Übereinstimmung mit der genannten Gruppierung der Gebirgsmassive. Mit der richtigen Auffassung der tektonischen Verhältnisse innerhalb der Trias-Liaszone widerlegte Richthofen gleichzeitig die Gümbelsche Ansicht des Vorhandenseins einer zweiten oberen Dolomitlage, und wo Dolomit auf einem jüngeren Formationsglied liegt, erkannte er denselben als überschobenen Hauptdolomit.

1861 erschien Gümbels „Geognostische Beschreibung". Seine Forschungen hatte Gümbel bis in die angrenzenden Teile der Nachbarländer ausgedehnt. Seine zweite obere Dolomitlage hat er inzwischen aufgegeben und sich Richthofens Ansicht der Überschiebung des Hauptdolomits über liasische Schichten angeschlossen.

1873 erschienen im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. E. von Mojsisovics „Beiträge". Beauftragt, die geognostischen Untersuchungen und Aufnahmen in Vorarlberg und Nordtirol wieder aufzunehmen, gelangte Mojsisovics zu Anschauungen über den tektonischen Aufbau, welche von denen seiner Vorgänger wesentlich abweichen. Die Möglichkeit einer Überschiebung des älteren Gebirges über den Flysch zwar nicht ausschließend, war er davon überzeugt, daß letzterer am Nordrand der Trias-Liaszone sich an diese anlagere und in ihre Täler buchtenförmig eindringe. Auch die Überlagerung der Allgäuschichten durch Hauptdolomit fand durch Mojsisovics eine vollständig andere Auffassung. Nach ihm fanden zu Ende der Triasperiode große Störungen in Gestalt von Einbrüchen statt, welche zur Folge hatten, daß aus dem Jurameer Dolomitinseln hervorragten, während in den versunkenen Teilen liasische Schichten abgesetzt wurden, welche sich also, wie später der Flysch, diskordant an das ältere Gestein anlagerten (p. 172—174).

1894 erschien Gümbels „Geologie von Bayern", welche auch in die Nachbarländer übergreift. Gümbel vertritt in derselben Richthofens Ansicht der Überschiebungen, zu denen er sich schon vor mehr wie 30 Jahren bekannt hatte. Ein Fortschritt in der richtigen Auffassung des tektonischen Aufbaues

der Allgäuer und Lechtaler Berge, der ihm zukommt, verdient erwähnt zu werden. Während nämlich Richthofen seine V. Hebungswelle: Zitterklapfen—Widderstein—Schafalpenköpfe weiter nach Osten über den Hochvogel, seine IV. Hebungswelle: Braunarlspitz—Aarhorn—Mädelegabel nach Osten über die Bretterspitze verfolgte, war Gümbel der erste, der richtig erkannte, daß Himmelschrofen, Nebelhorn, Daumen als Fortsetzung des nördlichen, der Hochvogel als Fortsetzung des südlichen Dolomitzuges aufzufassen sei.

1902—1905. Von dem großen Gebiet, das A. Rothpletz in seinen beiden Arbeiten „Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen" und „Geologische Alpenforschungen" behandelt, ist das von mir bearbeitete nur ein kleiner Bruchteil. Demselben hat Rothpletz jedoch besondere Aufmerksamkeit geschenkt, dasselbe eingehend geschildert und verschiedene Querprofile durch dasselbe gelegt. Da ich im Verlauf meiner Arbeit wiederholt auf Rothpletz' Arbeiten zu sprechen kommen werde, will ich hier die Resultate, zu welchen er gelangte, und soweit dieselben für meine Arbeit in Betracht kommen, kurz zusammenfassen. Den Ansichten Richthofens, der Überschiebung des Trias-Liasgebirges über den Flysch und der Überschiebungen und Faltungen innerhalb dieses Gebirges, schließt sich Rothpletz vollständig an. Er gibt aber auch den Weg an, nämlich 70 km von Osten nach Westen, welchen die Massen zurückgelegt haben, nachdem sie bereits vorher durch südost-nordwestlich gerichtete Druckkräfte in Falten gelegt worden waren. Diese Bewegung der Schubmassen von Osten nach Westen war aber keine zufällige, sondern durch zwei Randspalten vorgeschrieben; die nördliche derselben verläuft von Stauffen bei Reichenhall bis Hindelang im Allgäu, die südliche vom Gailtal bis Livigno. Die Linien, mit welchen diese Spalten an der Oberfläche ausstreichen, haben ungefähr ostwestliche Richtung; etwas gegen Westen konvergierend, begrenzen sie die Schubmasse im Norden und Süden. Die westliche Begrenzung der letzteren bezeichnet Rothpletz als ihren Stirnrand; dieser verbindet Hindelang im Norden mit Livigno im Süden. Stirnrand und Ausstrich der Randspalten bilden somit drei Glieder einer nach Norden, Westen und Süden geschlossenen Linie. Vermutlich haben die Randspalten bereits existiert, als die Überschiebungsbewegung begann, und da sie

steil in die Tiefe fallen, waren sie zwei feste seitliche Bahnen, welche die ganze Schubmasse derart einzwängten, daß sie derselben ihre ostwestliche Bewegungsrichtung vorschrieben. Mit dem Verlassen dieser Bahnen konnten sich die Massen bei ihrer weiteren Bewegung nach Westen freier entfalten, so daß sie am Stirnrand auf meist schwach gegen Osten geneigten Schubflächen dem basalen Gebirge aufgelagert sind. Nicht der verschiedenartige lineare Verlauf des Stirnrandes einerseits und des Ausstrichs der Randspalten andererseits, sondern die verschiedenartige tektonische Bedeutung, welche diesen Linien im obigen Sinne zukommt, war es, welche eine solche Gliederung der zusammenhängenden Begrenzungslinie bedingte. Diese tektonischen Verhältnisse veranlaßten ferner eine Zweiteilung der „rhätischen Schubmasse", wie sie Rothpletz nannte, in ihren „Kopf" und ihren „Rumpf". Ersterer wird nach Westen vom Stirnrand umsäumt und stößt nach Osten an den Rumpf; letzterer wird im Norden und Süden durch die Randspalten begrenzt und setzt sich nach Osten hin noch als Schubmasse bis in die ungarische Tiefebene fort. Die bei der Bewegung der Massen zu überwindenden Hemmnisse wurden von Rothpletz in „Untergrundstauungen" und „Verkeilungserscheinungen" eingeteilt. Erstere werden verursacht durch die Reibung auf der Gleitfläche und sind Erscheinungen, welche bei jeder Schubbewegung dieselbe hemmend auftreten; letztere sind dagegen nicht allgemeiner Natur, sondern werden durch den Widerstand verursacht, den die Randspalten durch ihren nach Westen zu konvergierenden Verlauf der keilförmig eingezwängten Schubmasse bei ihrer ostwestlichen Bewegung bieten. Beide Hemmnisse verursachten innerhalb der Schubmasse Überschiebungen, die Untergrundstauungen Überschiebungen in der Richtung von Osten nach Westen, die Verkeilung solche nach Norden und Süden. So erklärt Rothpletz die für die Berge Vorarlbergs und Nordtirols so charakteristische Schuppenstruktur, nach deren Ursache bereits Escher geforscht hatte. Unter den zahlreichen Überschiebungen innerhalb der Schubmasse gewinnt eine, welche auch unser Gebiet durchzieht, wegen ihrer Ausdehnung besondere Bedeutung. Der Ausstrich ihrer Schubfläche beginnt im Illtal nordwestlich von Bludenz, wo er vom Stirnrand abzweigt; in ost-nordöstlicher Richtung verlaufend, entfernt er sich vom letzteren nur ganz allmählich,

so daß beide Linien als nahezu parallel erscheinen. Da das Gebirge, das sich nördlich dieser Linie erhebt, vorwiegend den Allgäuer Alpen, dasjenige, das sich südlich derselben erhebt, vorwiegend den Lechtaler Alpen angehört, so bezeichnet Rothpletz die beiden Schubmassen, welche durch diese Überschiebungsflächen tektonisch voneinander getrennt werden, als „Allgäuer" und „Lechtaler Schubmasse". Die Verlagerung der ersteren hat sich auf eine Entfernung von mindestens 40 km, die der letzteren auf eine solche von mindestens 30 km erstreckt, so daß die Alpen hier einen Zusammenschub von mindestens 70 km erfahren haben. Das Lagerungsverhältnis beider Massen zueinander ist derart, daß die Lechtaler die Allgäuer Schubmasse überschoben hat. Zitterklapfen, Hochkünzelspitz, Widderstein, Gaishorn, Himmelschrofen, Nebelhorn, Daumen sind die höchsten Erhebungen der Allgäuer Schubmasse, Johanneskopf, Braunarlspitz, Aarhorn, Biberkopf, Mädelegabel, Hochvogel, die der Lechtaler. Vergleicht man Allgäuer und Lechtaler Schubmassen nach Rothpletz mit Gümbels zwei großen Dolomitzügen (Geol. von Bayern, II 1894, S. 92—93), so erkennt man die gleichartige Auffassung des Gebirgsbaues in bezug auf die tektonische Zusammengehörigkeit der Massen.

Die geschilderte Auffassungsweise der Entstehung eines großen Teiles der Alpen von Rothpletz ist, da große Überschiebungen die Tektonik charakterisieren, als eine „Überschiebungstheorie" zu bezeichnen, während im Gegensatz zu dieser die Theorien von Lugeon, Termier und Steinmann, wie wir sehen werden, „Überfaltungstheorien" sind.

1893. Schardt, dessen Anschauungen aus denen Bertrands hervorgegangen sind, nimmt für die Entstehung eines Teiles des Alpenkörpers einen südnördlichen Zusammenschub an. Aus seiner Theorie sind die Anschauungen von Lugeon, Termier und Steinmann hervorgegangen. Da Schardt nur die Westalpen behandelt und dabei nur den Versuch macht, seine Theorie auch auf die Ostalpen anzuwenden, so genügt hier zu erwähnen, daß auch diese eine „Überschiebungstheorie" ist; Rothpletz vergleicht sie mit einer „Gleittheorie", weil nach der Auffassung von Schardt die bewegten Massen am Nordrand der Alpen, aus höherer Lage herabkommend, langsam nach Norden bis in das Flyschmeer herabgeglitten sind.

1902. Nach M. Lugeons „Les grandes nappes“ wird der Nordrand der Alpen von der Arve bis Salzburg von großen, übereinander geschobenen Decken gebildet, welche den wahren, in der Tiefe verborgenen autochthonen Rand vollständig bedecken. Die Decken wurden durch einen von Süden nach Norden gerichteten Zusammenschub in dieser Richtung verlagert; ihr tektonischer Bau sind Falten, deren Gewölbefirste am Nordrand der Alpen zu suchen sind, da die Falten zunächst steil aufgerichtet und dann nach Norden umgelegt wurden. Diese Theorie ist die erste, welche als „Überfaltungstheorie“ zu bezeichnen ist.

1902. P. Termiers Ansichten stimmen mit denen Lugeons in vieler Hinsicht überein; auch er vertritt die Anschauung, daß die „Alpen“ durch von Süden nach Norden übereinander geschobenen „Überfaltungsdecken“ aufgebaut werden. Als „Alpen“ bezeichnet Termier nur die nördliche Hälfte der Ostalpen, als „Dinariden“ die südliche. Letztere, ebenfalls von Süden kommend, überschoben die ersteren. In einem, in Liège 1906 gehaltenen Vortrag, betitelt „La synthèse géologique des Alpes“, gab Termier ein lebhaftes Bild von der Wirkung dieser Überschiebung, indem er von den Dinariden sagte: „Diese gleitende, alles zermalmende Masse — ce traîneau écraseur — sind die Dinariden, sind das gesamte dinarische Gebiet. Das dinarische Gebiet ist von Süden nach Norden oder von Südosten nach Nordwesten über das Gebiet der Alpen hinübergeschoben worden, und bei dieser Verlagerung hat es unter seinem furchtbaren Gewicht die Falten der Alpen in ausgedehnte Decken umgeformt.“ Die Profile in seinen beiden Arbeiten „Les nappes des Alpes“ und „Les Alpes entre le Brenner et la Valteline“ veranschaulichen seine Vorstellung über den tektonischen Bau der Ostalpen in deutlicher Weise.

1905. G. Steinmann vertritt in seinen „Geologische Beobachtungen in den Alpen, II. Teil, 1906. „Geologische Probleme“ die Lugeonsche „Überfaltungstheorie“ in weitestem Sinne[1]). Er unterscheidet vier Deckensysteme: das helvetische, das lepontinische, das ostalpine und das südalpine, welche, von Süden kommend, das Alpengebirge aufbauen. Die Ostalpen, von ihrem Nordrand bis zum Gailtal im Süden und weiter im Westen bis

[1]) Steinmann bezeichnet unrichtigerweise die „Lugeonsche Überfaltungstheorie“ als die „Schardtsche Überfaltungstheorie“.

südlich vom Ortler, werden von den drei erstgenannten Deckensystemen aufgebaut Jedes Deckensystem entspricht einer bestimmten Facies. Die Bezirke derselben lagen ursprünglich derart in der Richtung von Norden nach Süden oder von Nordwesten nach Südosten hintereinander, daß sich die ostalpine Facies am südlichsten, die helvetische am nördlichsten und die lepontinische zwischen beiden entfaltete. In jedem Bezirk entstanden Gesteine, welche sich von denen der beiden anderen Bezirke nicht nur durch ihren petrographischen Charakter, sondern auch durch die Mächtigkeit ihrer Ablagerungen unterscheiden. Als nun der Zusammenschub und damit die Faltung der Sedimente begann, bildeten sich drei große Wellen, welche bei dauernd fortgesetztem Schube sich derart in der Richtung von Süden nach Norden überschlugen, daß die ostalpine die oberste, die lepontinische die nächst tiefere, die helvetische die unterste wurde. Der gleiche Vorgang wiederholte sich innerhalb jeder der Wellen. Als der Zusammenschub beendigt war, hatten die bewegten Massen Entfernungen bis zu 120 km zurückgelegt. Den weitesten Weg hatte die ostalpine Welle zurückgelegt, denn von den drei Wellen kam sie am weitesten aus dem Süden her, überschlug aber die beiden anderen derart, daß sie dieselben fast ganz überdeckte.

1907. Auch C. Schmidt schließt sich „Bild und Bau der Schweizer Alpen“ in vieler Hinsicht den Anschauungen der zuletzt genannten Forscher an. Ich erwähne dieselbe, da sie ein Steinmannsches Profil (p. 85) durch den Ortler und die Lechtaler Alpen enthält.

III.

Stratigraphische und tektonische Übersicht.

Alluvium, Diluvium, Flysch, Aptychen-Schichten, Lias-Fleckenmergel, roter Liaskalk, Kössener Schichten, Hauptdolomit, Gips der Raibler Schichten, Arlberg-Schichten, Muschelkalk sind die Formationsglieder, die sich am Aufbau des kartierten Gebietes beteiligen. Durch das große Interesse, welches nicht nur demselben, sondern auch den angrenzenden Gebieten seit vielen Jahren entgegengebracht wurde, hat sich ein literarisches Material angesammelt, welches die oben aufgezählten Formationsglieder so eingehend behandelt, daß ich im stratigraphischen Teil nur

wenig Neues zu bringen vermag. In demselben werde ich mich daher damit begnügen, nur der Vollständigkeit halber die Schichtenfolge kurz zu schildern und das, was von besonderem Interesse ist, hervorzuheben.

Anders verhält es sich mit der Tektonik. Dieselbe ist infolge zahlreicher Störungen so kompliziert, daß, wenn ich heute meine Arbeit auf eine befriedigende Weise abgeschlossen zu haben glaube, ich dies nicht zum geringsten den Vorarbeiten klassischer Forscher verdanke.

Das behandelte Gebiet gehört der Kopfregion des von Rothpletz als „rhätische Schubmasse" bezeichneten Gebirges an; es wird vom nördlichen Teil des Stirnrandes durchzogen, so daß sich an seinem Aufbau sowohl der basale Flysch wie das überschobene Gebirge beteiligt. Indem ich nicht etwa — wie Ampferer über Schulzes Arbeit sagt — „das wesentliche Ziel der Untersuchung, den Nachweis der Zusammenhänge der tektonischen Einzelerscheinung schon als Dogma voranstelle", sondern nach genauer Prüfung auf eigene Anschauung aufbaue, sowie die bereits von Escher geäußerte Hoffnung, daß „diese scheinbaren Unregelmäßigkeiten in den tektonischen Einzelerscheinungen sich in der Zukunft vielleicht auf allgemeine Gesichtspunkte zurückführen lassen würden", im Auge behalte, gelangte ich zu der vollen Überzeugung, daß innerhalb des von mir kartierten Gebietes die Einteilung des überschobenen Gebirges nach Rothpletz in zwei Schubmassen durchaus geeignet, ja sogar die einzig mögliche sei. Diese Einteilung in zwei gewaltige, tektonisch verschiedene Gebirgsmassen entstammt aber nicht nur einer vorübergehenden Anschauung eines einzigen Forschers, sondern ist im Laufe vieler Jahre von so zahlreichen klassischen Geologen ins Leben gerufen worden und erhielt durch Rothpletz' eingehende Untersuchungen eine übersichtliche und klare Form. Ampferer verwirft in seinen Bemerkungen zu Schulzes Arbeit diese Ansicht, indem er behauptet, es läge gar kein Beweis vor, daß die Überschiebung großen zusammenhängenden Schubmassen angehöre. Freilich kann durch die Detailaufnahme eines relativ kleinen Gebietes keine endgültige Entscheidung für die verschiedenen Anschauungen getroffen werden, wohl aber kann sie ein Beitrag für die eine oder gegen die andere Anschauung sein. So beweist auch meine Arbeit, die sich mit zwei großen Schub-

massen befaßt, deren Überschiebungslinien in kontinuierlicher Ausdehnung sich weit verfolgen und von den übrigen sekundären Überschiebungslinien innerhalb der Schubmassen leicht trennen lassen, daß eine Einteilung des überschobenen Gebirges in eine „Allgäuer" und eine „Lechtaler Schubmasse" wohl begründet ist. In der Übersichtskarte habe ich die beiden Schubmassen und das basale Gebirge durch verschiedene Farben gekennzeichnet, so daß in derselben und in dem ihr nebenstehenden Profil (*a—b*) die Lagerungsweise dieser Massen deutlich hervortritt. In der vorliegenden Arbeit habe ich den Versuch gemacht, über das angegebene orographisch wie geologisch fast allseitig günstig begrenzte Gebiet ein übersichtliches geologisches Bild zu entwerfen. Bei der Kompliziertheit der tektonischen Verhältnisse ist es nicht ausgeschlossen, daß es auch Stellen gibt, welche mehrere Auffassungen zuließen. Es wird sich aber hierbei nur um sehr beschränkte Partien handeln können, denn da die Gegend waldlos und die weitausgedehnten Felsen meist frei zutage liegen, fällt es nicht schwer, den großen Zug, den das tektonische Gesamtbild aufweist, ständig im Auge zu behalten, auf weite Entfernungen zu verfolgen und von ihm die sekundären, lokalen Störungen zu trennen.

IV.

Stratigraphischer Teil.

1. Muschelkalk.

Das Zutagetreten des Muschelkalkes beschränkt sich auf einen kleinen, aber leicht zugänglichen Aufschluß im oberen Lechtal. Geht man von Lech auf der Fahrstraße nach Warth flußabwärts, so mündet kaum einige 100 m unterhalb der ersten Brücke ein kleiner Tobel in den Lech. Derselbe schließt direkt neben der Straße am Berghang dünnplattige, wulstige Kalkbänke von graublauer Farbe auf. Es sind die typischen „Wurstelbänke" des unteren Muschelkalkes, für welche Richthofen den Namen „Virgloriakalk" nach dem Virgloriapaß im Rhätikon gebraucht. Die Wülste ziehen in den Schichtflächen regellos neben- und übereinander und besitzen meist elliptischen Querschnitt von dem ungefähren Achsenverhältnis 8 : 5 mm. Einzelne Querschnitte, welche durch ihre radiale Regelmäßigkeit sehr an

Enkrinusstielglieder erinnern, zeigen jedoch im Dünnschliff vollkommen strukturlose Beschaffenheit; es ist schwer, über diese Gebilde und ihre Entstehung etwas Bestimmtes zu sagen. Die Tonzwischenlagen, welche die einzelnen Kalkschichten verbinden, besitzen auf der frischen Bruchfläche einen schwarzen Fettglanz; sie verursachen die leichte Spaltbarkeit des Gesteins, weshalb dasselbe für den Straßen- und Häuserbau vielfach Verwendung findet. Die Mächtigkeit des Muschelkalkes konnte ich bei der beschränkten Ausdehnung des Aufschlusses, und da der nächst tiefere Horizont nicht ansteht, nicht bestimmen. Versteinerungen habe ich nicht gefunden.

2. Arlberg-Schichten.

Eine Reihenfolge verschiedenartiger Gesteine wurden bereits Ende der 50er Jahre von Richthofen als Facies des Wettersteinkalkes erkannt und unter dem Namen „Arlbergkalke“ zusammengefaßt. Skuphos vereinigte dieselben später mit den Raibler Schichten, Boese hingegen mit den Partnach-Schichten. Die Verschiedenartigkeit der Gesteine, indem nicht nur Kalke, sondern auch Dolomite, Rauchwacken, Mergel, Tone und Sandsteine sich am Aufbau dieses Formationsgliedes beteiligen, veranlaßte Rothpletz, die Bezeichnung „Arlbergkalke“ durch „Arlberg-Schichten“ zu ersetzen.

Die Verbreitung der Arlberg-Schichten innerhalb des behandelten Gebietes beschränkt sich auf die Lechtaler Schubmasse. Spillmahder und Kriegerhorn werden von ihnen aufgebaut, ersterer wie Profil 8 zeigt, als regelmäßiges, ungestörtes Gewölbe. Trotz dieses für die Aufstellung einer Schichtenfolge der verschiedenen Gesteinsarten günstigen tektonischen Umstandes ist es infolge der ausgedehnten Geröllhalden, Weiden und Waldungen nicht möglich, dieselbe so vollständig zu gestalten, daß es Zweck hätte, sie hier wiederzugeben; ich verweise daher auf die von Richthofen aufgestellte Schichtenfolge. Erwähnt muß jedoch werden, daß das Auftreten der verschiedenen Gesteinsarten an kein bestimmtes Niveau gebunden zu sein scheint, und daß auch ihre Mächtigkeiten bedeutenden Schwankungen unterworfen sind. So können die lichtgrauen, festen, porösen Kalke und die Rauchwacken, welche zusammen am Aufbau des ganzen Schicht-

komplexes den bei weitem größten Anteil nehmen und stets in den obersten Horizonten mächtig entwickelt sind, auch die unteren Lagen bilden. Von ihrer Mächtigkeit hängt diejenige des ganzen Formationsgliedes ab, welche anscheinend zwischen 300 und 500 m schwankt. Ihnen gegenüber spielen die übrigen Gesteine, die dunklen, dichten Kalke, die dunklen, porösen Kalke, die Mergel, Tone, Tonschiefer, Dolomite und Sandsteine nur eine untergeordnete Rolle. Unter den letzteren ist ein glaukonitischer Quarzsandstein von einigem Interesse. Im östlichen Quellarm des Marchbaches, der vom Zuger Älpele herabkommt, steht derselbe als eine 2—3 m mächtige Bank an, welche den Schichten eines sandigen Tonschiefers konkordant eingelagert ist. Auf der frischen Bruchfläche zeigt das Gestein feinkörnige Beschaffenheit von graugrüner Färbung, während auf der verwitterten Oberfläche der bedeutende Eisengehalt eine rostbraune Farbe erzeugt hat und gleichzeitig eine deutliche Schichtung des Gesteins hervortreten läßt.

Eine genaue Abgrenzung der Arlberg-Schichten nach unten und oben ist bei ihrem wechselnden Gesteinscharakter und ihrer Armut an Versteinerungen mit einigen Schwierigkeiten verknüpft. Nach unten erfolgt der Übergang zum Muschelkalk durch Wechsellagerung von muschelkalkähnlichen, wulstigen Kalkbänken mit Schichten von meist dichten Kalken und mergeligen Schiefern. Der oberste Horizont wird nach Richthofen stets durch eine graue Rauchwacke gebildet, über welcher die gelbe Rauchwacke der Raibler Schichten liegt. Ich halte eine derartige Festlegung der Grenze zwischen zwei Formationsgliedern nach den verschiedenen Verwitterungserscheinungen eines und desselben Gesteins nicht für zweckmäßig. Sowohl am Spillmahder wie am Kriegerhorn konnte ich wiederholt feststellen, daß die Rauchwacke dort, wo sie unzweifelhaft den Arlberg-Schichten angehört, auch hellgelbe oder sogar dunkelgelbe Farbe besitzt. Ebensowenig kann von der Rauchwacke der Raibler Schichten behauptet werden, daß ihre Farbe immer gelb sei; südlich vom Sattelkopf steht hellgraue Rauchwacke im nächsten Kontakt mit Gips der Raibler Schichten, müßte also nach Richthofen als Raibler Rauchwacke gelbe Farbe besitzen. Diese Tatsachen veranlassen mich, die gelbe Rauchwacke mit den Arlberg-Schichten zu vereinen. Dadurch ergibt sich gegen den nächst höheren Horizont

eine scharfe Grenze, auf welche ich bei Besprechung der Raibler Schichten nochmals zu sprechen kommen werde. Will man sich von der Verschiedenartigkeit der Gesteine der Arlberg-Schichten und der mächtigen Entwicklung der Rauchwacke überzeugen, so verlasse man auf eine kurze Weile den Fußweg von Lech zur Freiburger Hütte und folge dem Marchbach eine Strecke weit aufwärts. Der Tobel hat sich in seinem untern Laufe durch eine felsige Schlucht gearbeitet, deren steile Wände von Rauchwacke aufgebaut werden. Das landschaftlich interessante und schöne Bild lohnt einen Besuch dieser Schlucht.

Die Rauchwacke der Arlberg-Schichten findet wegen ihrer leichten Bearbeitung und Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung vielfach Verwendung für Häuserbauten.

An bestimmbaren Versteinerungen sind die Arlberg-Schichten äußerst arm. Corbis und Anoplophora (?) sind die einzigen Genera, die ich bestimmen konnte. Letztere erfüllt oft in großen Mengen eine nicht sehr mächtige Tonschieferschicht, deren hoher Eisengehalt die Ursache ist, daß die dicht neben- und übereinander liegenden Schalen so schlecht erhalten sind, daß nicht einmal das Genus mit voller Sicherheit zu bestimmen ist. Ein kleiner, aber guter Aufschluß dieser Schicht befindet sich direkt neben der Sägemühle, die am Wege von Lech nach der Freiburger Hütte zwischen den Mündungen des Zuger Tobels und des Marchbaches steht. Eine starke Quelle, welche die Sägemühle speist und nur wenige Schritte neben derselben entspringt, sowie eine zweite einige hundert Meter lechaufwärts entspringende starke Quelle lassen vermuten, daß diese Tonschicht eine wasserführende ist. Auf dem Wege von Zug nach dem Zuger Älpele, der westlich um den Spillmahdergipfel längere Zeit in einer Höhe von ca. 1850 m horizontal am Hang entlang führt, trifft man ungefähr eine Viertelstunde bevor man die Alphütte erreicht genau die gleiche Muschelschicht. Leider konnte ich das genaue Lagerungsverhältnis derselben zu den übrigen Schichten nirgends bestimmen, sondern nur erkennen, daß in einer Entfernung von ca. 50 m über ihr die mächtig entwickelten lichten, porösen Kalke und Rauchwacken der obersten Lagen folgen. Jedenfalls muß aber derselben bei der Versteinerungsarmut der Arlberg-Schichten unter den letzteren eine leitende Stellung eingeräumt werden. — Auf demselben Wege von Zug nach dem Zuger Älpele stehen

Fig. 1. Gypszug der Raibler Schichten auf der Nordseite des Kriegerhorns.

Fig. 2. Kleine kraterförmige Vertiefungen im Gyps der Raibler Schichten.

Fig. 3. Grosse kraterförmige Vertiefung im Gyps der Raibler Schichten.

Fig. 4. Zerklüftete Verwitterungsformen im Gyps der Raibler Schichten.

bei einer kleinen Quelle in einer Höhe von ca. 1820 m mergelige Kalke an, welche von Schalen und Schalentrümmern vollständig erfüllt sind. Die meisten von ihnen gehören den Lammellibranchiaten an und erreichen zum Teil bedeutende Größe. Ihr schlechter Erhaltungszustand ließ aber ebenfalls keine Bestimmung zu. Im gleichen Gestein findet man hin und wieder auch kleine Gastropoden turmähnlicher Form. — Eine Zweischaler-Fauna von sehr kleinen Individuen verdient schließlich noch erwähnt zu werden; ihre Schalen gehören beinahe ausschließlich den Lammellibranchiaten an; mit dem bloßen Auge auf einige Entfernung kaum erkennbar, erfüllen sie dünne Lagen eines dichten, dunklen Kalkes und verursachen hierdurch in letzterem mit der Schichtung verlaufende helle Streifen.

3. Gips der Raibler Schichten.

Die Raibler Schichten, ein Horizont, der in den nördlichen Kalkalpen durch seinen meist großen Petrefaktenreichtum für die stratigraphische Orientierung wichtig ist, sind in dem behandelten Gebiet nur durch große Gipsablagerungen vertreten. Schon Hauer und Richthofen stellten fest, daß in Nordtirol und Vorarlberg die Raibler Schichten ausschließlich von einer gelben Rauchwacke und von Gips aufgebaut werden können. Weshalb ich die gelbe Rauchwacke zu den Arlberg-Schichten ziehe, habe ich im Vorangegangenen bereits begründet.

Der Weg von Lech auf die Mohnenfluh, der neben dem Tobel, in welchem unten der Muschelkalk ansteht, an den Keckbrunner Alphütten vorbeiführt, erreicht in einer Höhe von ca. 1800 m das östliche Ende eines nahezu ostwestlich verlaufenden Gipszuges. Derselbe besitzt eine Länge von 2 km und ist nur an zwei Stellen kurz unterbrochen. Von einem etwas höher gelegenen Punkte aus betrachtet, bietet dieser Zug einen höchst eigenartig charakteristischen Anblick. Einem Miniaturgebirge vergleichbar (Taf. V Fig. 1) reihen sich eine große Zahl kleiner kegelförmiger Gipfel aneinander, welche die Höhe von 5—10 m selten überschreiten, in der Sonne durch ihre gelblichweiße Farbe grell leuchten und zwischen sich kraterförmige Vertiefungen einschließen, welche auf Auslaugung des Gips zurückzuführen sind. Die Trichter sind meist nur 5—10 m tief (Fig. 2), jedoch erreichen einzelne von ihnen, wie z. B. am östlichen Ende des Zuges, bedeutend

größere Tiefen von 50—80 m (Taf. VI Fig. 3). Statt der Kegel trennen auch klippen-, säulen- oder turmartige Gebilde von bizarren Formen (Fig. 4) die trichterartigen Vertiefungen voneinander. Der Gips bildet dünne, grobkörnig-kristalline Platten von einigen Millimetern bis 1 oder 2 cm Dicke. Beigemengte tonigsandige Bestandteile verunreinigen seine weiße Farbe und verleihen den Schichtflächen rauhe, körnige Beschaffenheit. Auf den Rissen und Fugen, welche die Gipsplatten durchziehen, hat sich ein Teil des gelösten Gips wieder in großen Kristallen (Schwalbenschwanzzwillinge) abgesetzt. Südlich vom Sattelkopf steht ebenfalls Raiblergips an, der genau dieselbe petrographische Beschaffenheit besitzt wie der vorherbeschriebene. Sowohl hier wie am Südrand des vorbesprochenen 2 km langen Zuges nehmen mehr oder weniger kräftige Quellen ihren Ursprung an der Berührungsfläche zwischen Gips und Rauchwacke.

Petrographisch ganz anders als wie der bisher besprochene Gips ist ein Vorkommen desselben an einer kleinen Stelle südwestlich vom Butzensee. Der Hauptdolomit ist hier auf einem geringen Flächenraum durch Erosion soweit abgetragen, daß sein Liegendes, der Raiblergips, in einem kleinen Fenster unter ihm hervorbricht. Der Gips ist hier ein dichtes, ungeschichtetes, festes Gestein von vollkommen reiner, weißer Farbe.

Der Kontakt zwischen dem Gips der Raibler Schichten und der Rauchwacke der Arlberg-Schichten ist nördlich vom Kriegerhorn anstehend zu beobachten und zwar besonders deutlich nördlich vom P. 2051. Die Schichten sind hier steil aufgerichtet; in der Richtung von Norden nach Süden folgen Gips, gelbe Rauchwacke, graue Rauchwacke aufeinander. Die drei Horizonte sind durch plötzliche Übergänge scharf voneinander geschieden und lassen die Richthofensche Trennung einer gelben Raibler Rauchwacke von einer grauen Arlbergrauchwacke deutlich erkennen und an dieser Stelle als wohlbegründet erscheinen. Anders verhält es sich dagegen südlich vom Sattelkopf, wo das Liegende des Gips eine graue Rauchwacke ist. Aber auch östlich und westlich hiervon, wo kein Gips ansteht, ist die graue Rauchwacke vorherrschend und bildet gleichzeitig den Übergang zu einem brecciösen Dolomit, der untersten Lage des Hauptdolomits. Erst nördlich vom Zuger Älpele tritt wieder eine lokale Ausbildung der beiden Rauchwacken im Sinne Richthofens auf, ohne jedoch

von Gips begleitet zu sein, während noch weiter westlich eine solche Ausbildungsweise wieder vollkommen und beinahe dauernd ausbleibt. Wenn es daher auch sehr wohl möglich ist, daß der oberste Horizont der Rauchwacken, gleichgültig ob gelb oder grau, im Niveau zu den Raibler Schichten gehört, so bleibt es praktisch doch undurchführbar, denselben von einem tieferen Niveau der Arlbergrauchwacken zu trennen.

Den Kontakt zwischen dem Gips der Raibler Schichten und dem Hauptdolomit zeigt nur der kleine Aufschluß am Butzensee, da an der Stelle südlich vom Sattelkopf der Kontakt durch Gehängeschutt verdeckt ist, während nördlich vom Kriegerhorn eine Überschiebungslinie den Raiblergips im Norden begrenzt, so daß er hier Allgäu-Schichten berührt. Am Butzensee ist der Übergang von dem einen in den anderen Horizont ein vollkommen plötzlicher ohne jede Übergangsstufe; der Dolomit steht in direktem Kontakt mit dem bereits vorher beschriebenen ungeschichteten, dichten, reinen Gips. Ein Handstück dieser Kontaktstelle ist in Taf. VII Fig. 6 abgebildet. Andere Handstücke von ebendort zeigen, daß von dem zu einer Breccie zerdrückten untersten Hauptdolomit Brocken desselben in die obersten Gipslagen hineingepreßt wurden, während der Gips bis in die feinsten Risse des zertrümmerten Dolomits eingedrungen ist.

Dieses Vorkommen von Gips nur wenige hundert Meter neben dem Butzensee läßt über dessen Entstehung kaum einen Zweifel aufkommen. Auslaugung von Gips muß die Ursache gewesen sein; auch die nächste Umgebung des Sees läßt hierauf schließen; eine kurze Skizzierung desselben wird daher von Nutzen sein: Mohnenfluh und Braunarlspitz vereinigen sich nördlich und südlich vom See in je einem Dolomitrücken, von denen der nördliche der niedrigere ist; dieser erhebt sich an seiner niedrigsten Stelle nur um ca. 5 m über den 2100 m über dem Meere gelegenen Seespiegel. Der See ist also von Hauptdolomitfelsmassen vollkommen eingeschlossen und besitzt keinen oberirdischen Abfluß; ebensowenig ist aber auch ein nennenswerter oberirdischer Zufluß zu beobachten. Die Ufer des Sees werden auf der östlichen Hälfte größtenteils von sanft geneigten Geröllhalden gebildet, auf der westlichen von niedrigen dolomitischen Hügeln. Diese hügelige Bodenbeschaffenheit südwestlich vom See erinnert an den großen Raiblergipszug nördlich vom Kriegerhorn; nur

sind am Butzensee die trichterartigen Vertiefungen lange nicht so charakteristisch ausgebildet wie dort, was auf eine teilweise Ausfüllung derselben durch Trümmer von Hauptdolomit zurückzuführen ist. In einigen von ihnen steht jedoch der Gips an oder kann wenigstens zwischen den letzten, von der Erosion noch nicht abgetragenen Dolomitresten aus dem Boden herauswitternd beobachtet werden. Fig. 5 zeigt uns ein Bild des Sees. Der unterirdische Abfluß des Butzensees erfolgt wahrscheinlich nach Norden in das Stromgebiet der Bregenzer Ach; ich nehme an (Profil 9), daß das Wasser auf eine gegen Norden schwach geneigte Schubfläche stößt, deren liegender Gebirgsteil aus den mergeligen Gesteinsschichten des Flysch besteht und, da dieselben anscheinend wasserundurchlässig sind, auf denselben nach Norden abfließt.

4. Hauptdolomit.

Die höchsten Gipfel und Kämme des hinteren Bregenzer Waldes werden von Hauptdolomit aufgebaut. Dem Touristen, der von Norden her durch das Bregenzer Achtal kommt und bei Schoppernau das Gebiet betritt, fällt, wenn er seine Wanderung der Ach entlang fortsetzt, bald der plötzliche Wechsel des landschaftlichen Bildes auf. Kahle, schroffe Dolomitfelsen verleihen der Gegend fortan einen alpinen Charakter.

Die gewöhnliche Ausbildungsweise des Gesteins entspricht vollständig derjenigen, wie sie in den Nordalpen weit verbreitet ist; meist ist sie feinkörnig-kristallinisch, besitzt hellgelbe bis gelblich graue Farbe und ist von zahlreichen Kalkspatadern durchwachsen. Die Schichtung ist oft deutlich erhalten, wie z. B. am Butzensee, an der Mohnenfluh und am Widderstein, oft ist sie aber auch vollkommen verloren gegangen, was sich bei Erforschung der tektonischen Verhältnisse nicht selten recht unangenehm fühlbar macht. Versteinerungen kommen keine vor.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomits, welche ich nirgends genau bestimmen konnte, erreicht in unserem Gebiet sicher mindestens 500 m.

Nach unten geht der Hauptdolomit in eine Breccie über, unter welche, wie bereits gesagt, entweder der Gips der Raibler Schichten oder die Rauchwacke der Arlberg-Schichten folgt. Nach oben nimmt der Hauptdolomit dunklere Färbung an, der

Fig. 5. Der Butzensee mit dem Hochberg. Entstehung des Sees durch Auslaugung von Gyps.

Fig. 6. Kontaktstück zwischen Gyps der Raibler Schichten und Hauptdolomit vom Südufer des Butzensees. $^1/_2$ nat. Gr.

Magnesiagehalt wird geringer, die Schichtung deutlicher. Man gelangt in das Niveau der Plattenkalke, welchen ich in dem behandelten Gebiet keine besondere Stellung als Formationsglied zuweise, da sie nur eine lokal ausgebildete Übergangszone vom Hauptdolomit zu den Kössener Schichten darstellen; während dieselben in anderen Gegenden der nördlichen Kalkalpen oft große Mächtigkeit erreichen und schon aus diesem Grunde dort stratigraphisch von Bedeutung sind, spielen sie hier gar keine Rolle. Aber selbst als Übergangszone sind die Plattenkalke nicht immer deutlich zu erkennen, indem ihre petrographischen Eigenschaften so großen Schwankungen unterworfen sind, daß es oft schwer ist, zu entscheiden, ob man es mit einem Kalk oder mit einem Dolomit zu tun hat. Ich vereinte sie daher, je nachdem ihr Charakter mehr der des Hauptdolomits oder der der Kössener Schichten ist, mit dem einen oder dem anderen Formationsglied.

Auch die Verwitterungserscheinungen des Hauptdolomits sind die für ihn typischen und können bei seiner weiten Verbreitung überall beobachtet werden. Die Verwitterung, die Kalkspatadern leichter zerstörend als wie die ungleich widerstandsfähigere dolomitische Grundmaße, erzeugt von der letzteren scharfkantige Gesteinstrümmer, welche sich oft in gewaltigen Trümmerhalden bis tief ins Tal hinabsenken. Auf den lockeren, leicht durch Regengüsse in Bewegung geratenden Massen findet meist nur niederes Krummholz knappen Halt und dürftigen Nährboden. Blendend wirkt auf das Auge des Wanderers die helle bis beinahe weiße Verwitterungsoberfläche des Gesteins, so daß der Unkundige die in der Ferne in der Sonne grelleuchtenden Schutthalden leicht für Schneefelder ansieht. Von der Nordwand der Niederkünzelspitz senkt sich eine Schutthalde von ganz gewaltiger Ausdehnung bis in die Talsohle der Bregenzer Ach hinab, die eine Höhendifferenz von über 600 m besitzt.

Als Baumaterial findet der Hauptdolomit keine Verwendung, da er sich wegen seiner Sprödigkeit nicht bearbeiten läßt, und auch der Verwitterung zu schnell unterliegt. Selbst als Straßenschotter wird er nur selten verwandt und ungern wandert der Fußgänger auf seinen scharfkantigen Brocken.

5. Kössener Schichten.

Für die stratigraphische Orientierung im Gelände sind die Kössener Schichten durch ihren großen Fossilreichtum und ihr meist charakteristisches petrographisches Aussehen von größter Bedeutung.

Weiche, schwarze, mergelige Schiefer, welche mit dunklen, plattigen, graublauen Kalken wechsellagern, bauen die unteren Lagen dieses Formationsgliedes auf; harte, reine, dickbankige Kalke von ebenfalls graublauer Farbe die oberen. Stets nehmen die letzteren den beiden ersteren gegenüber ein hangendes Niveau ein, doch können auch beide Gesteinsarten jede für sich allein die ganze Mächtigkeit ausmachen.

Der Fossilreichtum in den unteren mergeligen Lagen ist oft so ungeheuer, daß das ganze Gestein fast ausschließlich von Schalen und Schalentrümmern aufgebaut wird, deren sichelförmige Querschnitte der Gesteinsoberfläche eine reiche Verzierung verleihen. Sind die Schalen widerstandsfähiger gegen die Verwitterung wie die sie verbindende Grundmasse, so ragen sie aus letzterer als feine Rippen hervor. Sowohl die schwäbische wie die karpathische Facies der Kössener Schichten findet man reich und ausgeprägt entfaltet. Erstere wird durch das Vorherrschen von Lammellibranchiaten, letztere durch das von Brachiopoden charakterisiert. Gervillia inflata, Avicula contorta, Cardita austriaca, Corbula alpina und Mytilus minutus treten als typische Vertreter der schwäbischen Facies auf, Terebratula gregaria und Spiriferina austriaca als solche der karpathischen Facies. Die oberen reinen Kalklagen tragen vollständig den Charakter des „oberen Dachsteinkalkes“ („rhätische Grenzkalke“ nach Knauer); sie sind oft erfüllt von Korallen und den herzförmigen Querschnitten eines großen Megalodon, denen der Volksmund die Bezeichnung „versteinerte Herzen“, „Hirschentritt“, „Kuhfuß“ beigelegt hat. Wir wollen diese oberen reinen Kalke der Kössener Schichten von nun an „obere rhätische Kalke“ nennen.

Versteinerungen in den Kössener Schichten:

1. Terebratula gregaria Süss.
2. Terebratula pyriformis Süss.
3. Spiriferina Jungbrunnensis Petzh. (uncinata Schafh.)
4. Turritella Stoppanii Winkl.

5. Avicula contorta. Portl.
6. Cassianella speciosa Merian sp.
7. Gervillia inflata Schafh.
8. Gervillia praecursor Quenst.
9. Lima sp.
10. Pecten simplex Winkl.
11. Pecten cf. bavaricus Winkl.
12. Pecten cf. Mayeri Winkl.
13. Pecten cf. squamuliger Gümb.
14. Pecten sp.
15. Dimyodon intusstriatum Emmr.
16. Mytilus minutus Goldf.
17. Modiola sp.
18. Leda percaudata Gümb.
19. Arca sp.
20. Myophoria inflata Emmr.
21. Cardita austriaca Hauer.
22. Megalodon sp.
23. Myacites faba Winkl.
24. Myacites cf. Escheri. Winkl.
25. Corbula alpina Winkl.
26. Pentacrinus sp. (Stielglieder).
27. Encrinus sp. (do.).
28. Cidaris sp. (Stacheln).
29. Lithodendron sp.
30. Dendrophyllia sp.
31. Ein Zahn von Sargodon.
32. Ein unbestimmbarer Fischzahn.

Der ausgiebigste Fundplatz für Versteinerungen der Kössener Schichten war bereits Richthofen bekannt (p. 112). Er befindet sich in dem nach Südwesten geöffneten und von mächtigen Felswänden amphitheatralisch umgebenen Kessel, dessen Boden sich mit geringer Neigung bis zum Nordostufer des Körbersees senkt; man findet hier hauptsächlich Versteinerungen aus der schwäbischen Facies der Kössener Schichten. Ein versteinerungsreicher Fundplatz für die karpathische Facies befindet sich in der Nähe von Hochkrumbach und ist von hier aus in einer Viertelstunde bequem zu erreichen, wenn man auf dem Fußweg nach Warth dem Krummbach folgt und diesen kurz vor seinem

Eintritt in die Schlucht überschreitet. Einige hundert Meter unterhalb des Steges stehen im Bachbett dünnschieferige Mergel an, in welchen die Terebratula gregaria und die Spiriferina austriaca in großen Mengen vorkommen. Die Facies der oberen rhätischen Kalke ist durch die neue Fahrstraße Warth—Lech in hervorragend schöner Weise aufgeschlossen worden. Unterhalb Bürstegg, dicht neben der Fahrstraße, ist der anstehende Fels auf eine lange Strecke von Korallen und den Querschnitten des Megalodon vollständig erfüllt.

Die Kössener Schichten besitzen eine Mächtigkeit, welche zwischen 50 und 200 m schwankt; sie fehlen nie, denn an den wenigen Stellen, wo ein direkter Kontakt zwischen Hauptdolomit und Allgäuer Fleckenmergeln zu beobachten ist, läßt sich stets eine tektonische Störung mit Bestimmtheit nachweisen. Ihre Verbreitung innerhalb des behandelten Gebietes beschränkt sich, bis auf ein kleines Vorkommen in der Lechtaler Schubmasse, auf die Allgäuer Schubmasse, in welcher sie lange zusammenhängende Züge bilden.

Mit der wechselnden petrographischen Beschaffenheit der Kössener Schichten sind Verwitterungserscheinungen eng verknüpft. Die unteren mergeligen Lagen erzeugen saftige Grasböden, von welchen sich die unmittelbar benachbarten kahlen Dolomitfelsen scharf abheben. Die oberen reinen Kalklagen mit ihrer bläulichen Anwitterungsfarbe und den ihnen von der Verwitterung verliehenen abgerundeten Formen, lassen sich meist leicht von jedem anderen Gestein unterscheiden. Wo solche reine Kalkbänke flach oder nahezu flach liegen, übt das auf den schwach geneigten Schichtflächen langsam abfließende Wasser seine chemisch auflösende Tätigkeit in erhöhtem Maße aus und erzeugt Karrenfelder. Karrenfelder, wie sie mit ihren durch tiefe Rinnen voneinander getrennten abgerundeten Höckern und Firsten kaum schöner von der Natur aus dem Fels herausgearbeitet werden können, breiten sich in einiger Entfernung nördlich und östlich vom Körbersee über weite Flächen aus (Taf. VIII Fig. 7). Auch südwestlich von der Hochkünzelspitz gegen den Schadonapaß zu sind Karrenbildungen zu beobachten. Häufig ist ferner eine Art von Karrenbildung, bei welcher die Erosion schmale Rinnen in den Fels gearbeitet hat, welche 1 bis 1,5, selten bis 2 cm breit sind, unter sich parallel verlaufen und durch sehr scharfe Firste

Fig. 7. Karrenfeld in Kössener Kalken nordöstlich vom Körbersee.

Fig. 8. Mäandrische Windungen des Krumbaches in ebenem Gelände.

voneinander getrennt sind. Ist das Rinnensystem nach zwei Seiten ausgebildet, so stoßen beide Seiten mit einer zickzackförmigen, ebenfalls scharfen Firstlinie zusammen. Eckert hat diese Karrenbildung in seiner Arbeit über das Gottesackerplateau in Fig. 52 theoretisch abgebildet und auf Tafel XVI zwei gute photographische Abbildungen von ihr gegeben.

Zu erwähnen ist noch ein Vorkommen von Pyrit in den unteren mergeligen Kössener Schichten nordnordöstlich vom Körbersee nächst dem versteinerungsreichen Fundplatz. Zahlreiche sehr kleine Pyrit-Hexaeder sind hier in kleinen Anhäufungen auf den Kluftflächen des Gesteins ausgeschieden worden.

6. Roter Liaskalk.

Einige hundert Meter unterhalb der Mündung des Gaisbaches in den Lech führt eine grasbewachsene, trockene Rinne, dem Waldsaum folgend, von der Fahrstraße zum Lech hinab. Der Fluß tritt hier in eine schmale, von ihm tief eingeschnittene felsige Schlucht, deren Wände von Kössener Kalken aufgebaut werden. Durch die Erosion des Wassers vorzüglich aufgeschlossen, sieht man hier auf den dickbankigen, reinen graublauen Kössener Kalken ohne jeden Übergang die dünngeschichteten, intensiv rotgefärbten Kalke des unteren Lias konkordant liegen. Es ist dies im ganzen Gebiet wohl der schönste und am bequemsten zu erreichende Aufschluß für den nur wenige Meter mächtigen Horizont. Ihre intensiv rote Färbung macht die Kalke schon auf weite Ferne kenntlich, und sie veranlaßte entsprechende lokale Namensbezeichnungen wie z. B. „der rote Platz“ am Schadonapaß. Immerhin sind gute Aufschlüsse selten, denn durch ihren meist hohen tonigen Gehalt erzeugen diese Schichten mit den sie begrenzenden Horizonten der Kössener Schichten und der Allgäufleckenmergel saftige Weideböden. Ihre Mächtigkeit beträgt gewöhnlich 3—5 m, selten bis zu 10 m. Auf weite Strecken sieht man sie auch häufig beinahe vollständig verschwinden, indem sie nur hin und wieder in Form kleiner linsenförmiger Putzen auftreten. Die Schichtung ist gewöhnlich sehr deutlich; tritt sie zurück, so nimmt das Gestein einen mehr marmorartigen Charakter an, welcher durch einen lebhaften Farbenwechsel bedingt wird, den die in verschieden roten Tönen gefärbten, oft auch gelblichen, seltener grauen Kalke verursachen. Karminrote

Hornsteineinschlüsse kommen auch vor. Dunkle Tonzwischenlagen, die zwischen den linsenförmigen kalkigen Partien in unregelmäßigen wellenförmigen Linien verlaufen, verleihen dem Gestein einen flaserigen Charakter. Durch hohen Gehalt an Eisen oder Manganverbindungen ist letzteres außerdem stellenweise dunkelrostbraun gefärbt oder von einer stahlblau bis schwärzlich glänzenden dünnen Schicht überzogen.

Versteinerungen sind im roten Liaskalk zwar häufig, aber meist sehr schlecht erhalten, so daß selbst ihr Genus in vielen Fällen unbestimmbar ist. Die Fauna trägt bald durch alleiniges Auftreten von Cephalopoden den ausgeprägten Charakter der Adneter Facies, bald durch Überwiegen von Brachiopoden und Lammellibranchiaten über erstere mehr den der Hierlatzfacies. Die Adneter Facies ist in durchaus typischer Weise in dem beschriebenen günstigen Aufschluß im Lechtal ausgebildet, wo ich außer zahlreichen Nautilusquerschnitten einen großen Arieten fand. Ebenso typisch ist sie nördlich und nordöstlich vom Körbersee ausgebildet, wo das Gestein ebenfalls stellenweise von Cephalopoden-, meist Nautilusquerschnitten vollkommen erfüllt ist. Westlich vom Heiterberg jedoch, zwischen P. 2151 und der oberen Leger Alpe und auch am Schadonapaß tragen die roten Kalke durch das Vorherrschen der Brachiopoden und Lammellibranchiaten und das Zurücktreten der Cephalopoden viel mehr den Charakter der Hierlatzfacies, wenn auch nicht in reiner und ausgeprägter Weise. Gastropoden kommen nur vereinzelt vor; dagegen ist das Gestein reich an Crinoideenresten. Unter den Brachiopoden konnte ich nur das Genus „Rhynchonella“, unter den Gastropoden nur das Genus „Trochus“ bestimmen. Außerdem fand ich im selben Gestein nahe dem Schadonapaß einen gut erhaltenen Fischzahn, den ich zum Genus „Hybodus“ (?) gehörig betrachte; er besitzt einen hohen, spitzen, stark gerieften Mittelzahn und zu beiden Seiten des letzteren je einen kleinen, ebenfalls spitzen und stark gerieften Nebenzahn.

Im Dünnschliff lassen die Gesteine, welche den Charakter der Hierlatzkalke tragen, unter dem Mikroskop zahlreiche Foraminiferen und Echinodermenreste erkennen, während in denen mit dem Charakter der Adneterkalke erstere nur ganz vereinzelt vorkommen, letztere vollständig zu fehlen scheinen. Unter den Foraminiferen konnte ich die Genera Nodosaria, Dentalina,

Marginulina, Cristellaria, Frondicularia, Textularia bestimmen. Zwar ist, wie die Gehäusetrümmer zeigen, die auftretende Fauna eine noch viel reichere; doch würden weitere Bestimmungen und vor allem Speziesbestimmungen ein eingehendes Spezialstudium erfordern. Crinoideenreste erfüllen das Gestein oft vollständig. Die aus reinem kristallinem Kalkspat bestehenden Stielglieder des Pentakrinus mit ihren im Querschnitt schönen fünfzackigen Sternformen ragen ein bis sogar mehrere Millimeter aus der leichter verwitterbaren, mergeligen Grundmasse scharf hervor und verleihen so, oft dicht nebeneinander sitzend, dem Gestein ein brecciöses Aussehen. Bruchstücke von Echinoideenstacheln sind im Dünnschliffe ebenfalls in nicht geringer Menge zu erkennen; solche Stacheln wurden im Längs- wie im Querschnitt wiederholt getroffen; unter dem Mikroskop zeigen sie eine gut erhaltene feine gitterartige Struktur, vollkommen ähnlich der, wie sie Hovelacque in seinem „Album de Microphotographies“ (Pl. VII, Fig. 2 u. 3) photographisch wiedergibt. Unter den übrigen noch erwähnenswerten organischen Resten verdienen einige hervorgehoben zu werden, da sie einerseits wiederholt auftreten, andererseits einige Besonderheiten aufweisen, deren Erwähnung späteren Arbeiten auf diesem Gebiet von Nutzen sein kann. Vor allem sind es kleine kreisrunde Scheiben, welche unter dem Mikroskop auffallen. Sie besitzen einen zentralen Kanal und konzentrisch um diesen herum, jedoch näher dem äusseren Rande der Scheibe, einen Kreis kleinerer Kanäle; letztere treten ebenso oft in der Zahl sechs wie sieben auf, nie aber in einer anderen Zahl. Die kleineren Kanäle stehen mit dem Hauptkanal nicht in Verbindung. Infolge von Verwitterungserscheinungen haben sich zwar kleine Klüfte gebildet, welche den einen oder anderen konzentrisch gelagerten Kanal mit dem Hauptkanal verbinden; daß es sich aber hierbei um eine rein mechanische, sekundäre Erscheinung handelt, dafür spricht der Umstand, daß die Klüfte über den Kreis der Kanäle hinaus bis zum äußeren Rande der Scheiben führen. Um was für Gebilde es sich hier handelt, ist schwer zu sagen; sind es Echinodermenreste, so ist jedenfalls die Zahl sieben, in welcher die kleineren Kanäle auftreten, befremdend. Ferner sind es kleine gezahnte Rädchen, welche unter den mikroskopisch erkennbaren organischen Resten Beachtung verdienen. Bei diesen sind besonders die unsym-

metrische Lage und die unregelmäßige Beschaffenheit der Zähne auffallend; bald sitzen dieselben dicht, bald weit auseinander; ihre Richtung ist nicht immer radial, und ihre Querschnitte sind nicht von konstanten Dimensionen. Die Zahl der Zähne konnte ich nur bei zwei vollkommen erhaltenen Rädchen bestimmen; sie betrug 13 resp. 23. Besonders dasjenige mit 23 Zähnen zeichnet sich durch alle vorerwähnten Unregelmäßigkeiten aus. Hovelacque gibt in seinem „Album" (Pl. XXXII, Fig. 2) ein, dem einen Rädchen ähnliches wieder, bei welchem die Zähnezahl ebenfalls 13 beträgt, ohne jedoch bestimmen zu können, welchem Organismus dasselbe angehört. Vielleicht sind die Rädchen Querschnitte durch sehr kleine Seeigelstacheln, vielleicht handelt es sich auch um Holothurienquerschnitte. Ein genaues Studium dieser organischen Reste und Herstellung zahlreicher Dünnschliffe könnte erst darüber Aufschluß geben.

Einige Dünnschliffe zeigen noch eine petrographische Eigentümlichkeit des Gesteines; dasselbe wird von zackigen, unregelmäßig verlaufenden, dunkelroten bis braunschwarzen Adern durchzogen. Es handelt sich hierbei um sekundäre Gesteinsveränderungen, welche Rothpletz als Drucksuturen beschrieben hat[1]). Zahlreiche im Gestein enthaltene organische Reste werden von solchen Suturen getroffen. Stets findet man jedoch nur auf einer Seite einer Sutur den einen Teil eines organischen Restes, Kalkspatadern, welche dieselbe Sutur ganz in der Nähe kreuzen, werden von letzterer zerrissen und ihre Teile um kurze Strecken gegeneinander verschoben. Da die dunkelgefärbten Suturen aus toniger Masse bestehen, spricht alles für die Ansicht, daß es sich hier um dynamische Kräfte handelt, welche eine chemische Auflösung von Kalkspat verursachten, während die unauflöslichen tonigen Bestandteile der dunkle Rückstand auf den Drucksuturen sind.

Besondere Erwähnung verdient endlich noch das Vorkommen eines grauen Kalkes nahe dem westlichen Gipfel des Heiterberges (zwischen P. 2046 und 2151). Das Gestein ist vollkommen von Schalentrümmern von Gastropoden, Lammellibranchiaten und Brachiopoden erfüllt, deren Querschnitte auf der in runden Formen verwitternden Gesteinsoberfläche deutlich sichtbar sind, so daß

1) Vilser Alpen, p. 68 und Geol. Querschnitt durch d. Ost-Alpen, p. 212.

das Gestein äußerlich vollkommen den Charakter der Kössener Kalke trägt. Daß es sich aber nur um eine absonderliche Faciesausbildung des roten Liaskalkes handelt, beweisen die Lagerungsverhältnisse, indem dieser graue Kalk in die roten Kalke eingelagert ist. Wie Schulze in seiner Monographie über die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes erwähnt, hat er im Bacherloch eine ähnliche abnormale graue Ausbildungsweise des roten Liaskalkes angetroffen.

Die Verbreitung des roten Liaskalkes ist auf die Allgäuer Schubmasse beschränkt.

7. Lias-Fleckenmergel.

Die weite Verbreitung der Fleckenmergel im Allgäu, in Vorarlberg und Tirol und die bedeutende Mächtigkeit, in der sie überall auftreten, machen dieses Formationsglied zu einem der wichtigsten in den nördlichen Kalkalpen. Zahlreiche Geologen haben dasselbe ausführlich beschrieben. Schulze hat dieser Schichtenreihe besondere Aufmerksamkeit geschenkt; unsere bearbeiteten Gebiete sind nahezu benachbarte, und da meine petrographischen und paläontologischen Beobachtungen in den Fleckenmergeln sich mit denen Schulzes größtenteils decken, genügt unter Hinweis auf die Arbeiten von Escher, Gümbel, Richthofen, Rothpletz die folgende kurze Beschreibung.

Das typische Gestein sind hellgelb anwitternde, auf der frischen Bruchfläche aber dunkelgefärbte, mergelige Schiefer, welche mit Kalkbänken wechsellagern. Der Name Fleckenmergel rührt von fleckenartigen Zeichnungen her, welche durch ihre dunkle Färbung auf der hellen Anwitterungsfläche deutlich hervortreten; oft haben sie eine frappante Ähnlichkeit mit den Flyschfucoiden, so daß sie wie diese vielfach für Algenreste gehalten werden; Rothpletz, der dieselben eingehend mikroskopisch untersucht hat, faßt sie als fossile Hornschwämme auf. Besonders sind es die bereits von Gümbel in seinen „Beiträgen“ beschriebenen und skizzierten Formen Chondrites latus n. sp. und Chondrites minimus n. sp., welche am häufigsten auftreten und das fleckige Aussehen des Gesteines verursachen. Im Gegensatz zu den Flyschfucoiden lassen sich die fucoidenartigen liasischen Gebilde nie vom Gestein ablösen; sie bilden mit diesem eine einzige feste Gesteinsmasse und treten auf letzterer nur durch

ihre dunklere Färbung hervor. Ferner brausen sie, mit Salzsäure betupft, durch ihren Kalkgehalt auf, was die Flyschfucoiden nicht tun. Neben diesen wechsellagernden Schiefer- und Kalkbänken spielen alle anderen Gesteine, welche sich am Aufbau dieses Horizontes beteiligen, nur eine untergeordnete Rolle. Schwarzbraune, seltener rote und grüne Hornsteine treten in Form kleiner Putzen auf; bilden sie größere, zusammenhängende, dem Hauptgestein eingelagerte Bänke von einigen Metern Mächtigkeit, so ragen sie infolge ihrer großen Härte und Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärilien klippenartig aus dem Boden heraus. Selten ist eine Crinoideenbreccie in den Allgäuschichten, deren Vorkommen jedoch nicht unbekannt ist.

Von der vorerwähnten typischen Ausbildungsweise der Fleckenmergel unterscheidet sich diejenige wesentlich, wie sie bereits von Richthofen für ein System von Mergeln geschildert wurde, welche nach ihm die ganze Masse des Hochberges aufbauen sollen. Es sind ganz besonders dünnschieferige bis feinblätterige, sehr weiche, schwärzliche Mergel, welche sich durch vollständige Versteinerungslosigkeit auszeichnen. Nicht einmal die fucoidenartigen Zeichnungen kommen in ihnen vor. Sie verwittern zu einer lettigen, beim Wandern unangenehm schlüpfrigen Masse. Das Gestein zeichnet sich ferner durch seinen hohen Gehalt an Manganerzen aus, der sich stellenweise derart anreichert, daß das Gestein wie von einer blauschwarz glänzenden Metallschicht überzogen erscheint. Diese Ausbildungsweise der Fleckenmergel, die übrigens nicht in der ganzen Mächtigkeit des Hochberges, sondern nur in einem großen Teil desselben auftritt, fand ich auch an vielen anderen Stellen vor, so am Höferberg, bei Warth und bei den unteren Auenfeldalpen.

Die Ausbeute an bestimmbaren Fossilien, die meist schlecht erhalten sind, ist so unbedeutend, daß es nicht möglich ist, auf dieselbe hin eine stratigraphische Einteilung der Fleckenmergel vorzunehmen. Ich begnüge mich daher damit, die gefundenen Versteinerungen aufzuzählen:

1. Harpoceras radians (Bronn.)
2. Harpoceras cf. radians Bronn. var. fallaciosa Buckm.
3. Harpoceras Lythense cf. (falcatum Quenst.)
4. Harpoceras currianum Opp.
5. Amaltheus costatus nudus Quenst.

6. Cycloceras binotatum Opp.
7. Dumortieria Jamesoni Sow.
8. Phylloceras sp.
9. Spiriferina rostrata Schloth.
10. Inoceramus Falgeri Mer.
11. Cardinia sp.
12. Pecten sp.
13. Belemniten.

Eine verhältnismäßig ergiebige Fundstelle für Fleckenmergelversteinerungen, die von Schroecken aus in einer Viertelstunde bequem zu erreichen ist, ist eine Schutthalde, die bis an den Weg hinabreicht, der von Schroecken nach dem Auenfeld und dann weiter nach Lech führt. Der Inoceramus falgeri kommt hier massenweise vor. Ferner fand ich hier außer einigen Belemniten Exemplare von Dumortieria Jamesoni und von Cycloceras binotatum. Die Fundstelle war bereits Richthofen bekannt und wird von ihm in seinen Abhandlungen „Die Kalkalpen" (p. 111) erwähnt.

Am Aufbau der Allgäuer Schubmasse nehmen die Fleckenmergel den bei weitem größten Anteil. Ihre Verbreitung innerhalb des kartierten Gebietes beschränkt sich auf dieselbe. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 200 und 500 m; genau konnte ich sie nirgends bestimmen, da bei der Weichheit und Nachgiebigkeit des Gesteines gegen dynamische Kräfte während der Gebirgsbildung dessen Schichten verdrückt, übereinander geschoben und so unregelmäßig und intensiv gefaltet wurden, daß es an vielen Stellen sogar schwer ist, für Streichen und Fallen Durchschnittszahlen zu finden. Wie sehr hierbei die hohe Plastizität des Gesteins beansprucht wurde, indem seine kleinsten Teilchen gegeneinander verschoben wurden, beweisen die eingeschlossenen Petrefakten. Dieselben haben oft eine solche Umformung und Verzerrung erlitten, daß ihre ursprüngliche Gestalt kaum noch zu erkennen ist. Am schönsten zeigen dies die Cephalopoden, deren runde, scheibenartige Formen zu langgestreckten, elliptischen Formen umgestaltet wurden (Taf. IX, Fig. 9.)

Ein eigenartiger Reiz fesselt den Touristen, der das Gebiet des Tannberges durchwandert. Wege und Pfade führen ihn über fruchtbare Weiden, von deren weichen, welligen Formen und saftig grüner Färbung die mitten aus ihnen vollkommen unver-

mittelt emporragenden schroffen, kahlen, grelleuchtenden dolomitischen Felsen sich kontrastreich abheben. Überall, wo die Fleckenmergel herrschen, wird der Fels von einer dichten, fettigen Humusschicht überlagert, auf der eine üppige Vegetation gedeiht. Reißende Tobel haben in das leicht erodierbare Gestein tiefe, von steilen, schlüpfrigen Böschungen begrenzte Schluchten und Rinnen eingeschnitten. Wo die Fleckenmergel einen Gebirgsrücken bis zum First aufbauen, bildet letzterer meist einen scharfen Grat, von dem sich die grasbewachsenen Hänge oft so steil ins Tal hinabsenken, daß sie nur mit Steigeisen begehbar sind. Taf. XI Fig. 13, Hochkrumbach mit dem Widderstein, zeigt in anschaulicher Weise den vorerwähnten landschaftlichen Kontrast zwischen Hauptdolomit und Liasfleckenmergeln.

8. Aptychen-Schichten.

Besonderes Interesse verdient den Aptychen-Schichten zugewendet zu werden. Tektonisch sind sie von größter Wichtigkeit, denn durch ihr charakteristisches petrographisches Aussehen, und da sie ohne jeden Übergang die große Masse der Fleckenmergel überlagern, können tektonische Störungen, welche diese beiden Formationsglieder treffen, der Beobachtung nicht entgehen. Stratigraphisch sind sie besonders interessant, da sie, die Liasschichten direkt überlagernd, entweder das merkwürdige Fehlen einer ganzen Schichtenserie in der Entwicklung der Alpen nachweisen, indem sie nur dem Tithon angehören oder, wie ebenfalls bereits vermutet wurde, den Dogger, Malm und Tithon vertreten. Auf die Behauptung Wähners, daß überall, wo die oberjurasischen Aptychenkalke das unmittelbar Hangende des alpinen Lias bilden, eine Störung angenommen werden müsse, werde ich im tektonischen Teil zurückkommen; hier sei nur bemerkt, daß diese Behauptung in unserem Gebiet in keiner Weise zutrifft.

Die typische Ausbildungsweise des Gesteines sind dunkelrote Kalke mit bedeutenden Lagen roten und grünen Hornsteines; seltener kommen dichte, gelblichgraue Kalke mit muscheligem Bruch vor. Bei komplizierten tektonischen Verhältnissen ist es oft schwer, zu entscheiden, ob man es mit roten Aptychenkalken oder mit roten Liaskalken zu tun hat. Während jedoch bei den letzteren die Hornsteineinschlüsse nur in Form kleiner Putzen auftreten, erreichen die Hornsteinbänke in den Aptychen-Schichten

Fig. 9. Durch Gebirgsdruck zusammengedrückte Ammoniten.
(Beide Stücke genau von vorne gesehen.) nat. Gr.

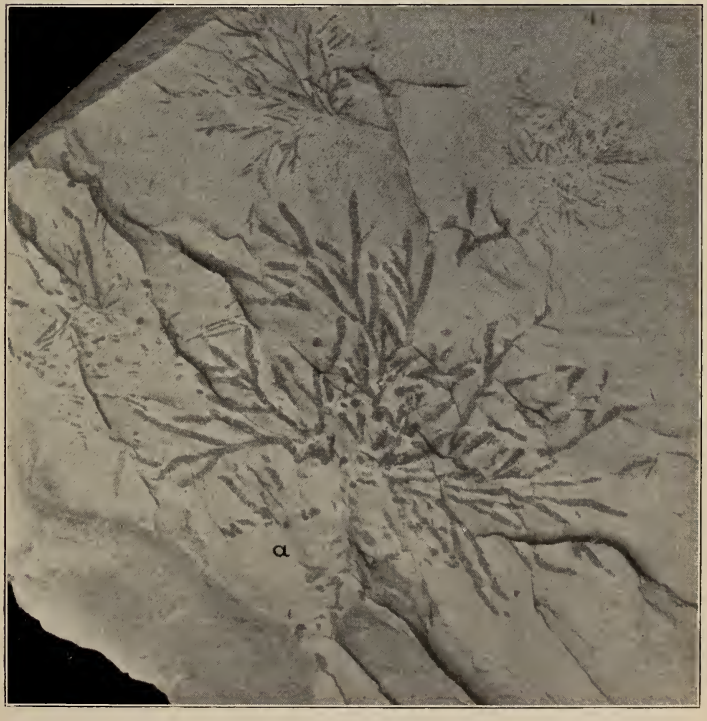


Fig. 10. Flysch-Fucoiden.
a. Phycopsis expansa Fischer-Ooster. nat. Gr.

oft so bedeutende Dimensionen, daß der Kalkstein beinahe vollständig zurücktritt. So besteht z. B. der aus Aptychen Schichten bestehende Kern der großen Liasmulde zwischen Zwölfer- und Liechlkopf beinahe ausschließlich aus roten und grünen Hornsteinen. Wenn jedoch, wie am Hochberg und Rothorn und am großen und kleinen Widderstein die roten Kalke überwiegen, ist es schwer, bloß aus dem petrographischen Charakter des Gesteines auf sein geologisches Alter zu schließen. Hier helfen uns einige guterhaltene Fossilien aus der Verlegenheit.

Der paläontologische Charakter ist allerdings höchst einförmig. In den roten Kalken und Hornsteinen kommen außer zahlreichen Aptychen nur vereinzelte Belemniten vor. In den grauen Kalken fand ich nur an einer einzigen Stelle einige Bruchstücke von Aptychen. Eigentümlich ist das nestartige Auftreten dieser Fossilreste, indem einzelne lokale Felspartien von ihnen oft ganz erfüllt sind, während wieder an anderen Orten in bequem zugänglichen Aufschlüssen auf weite Strecken kein einziger Aptychus zu finden ist. Einen sehr ergiebigen Fundplatz für Aptychen besitzt der dunkelrot gefärbte Felsenzug, der die Dolomitmassen der Hoch- und Niederkünzelspitzen tektonisch voneinander trennt. Der Pfad von Schalzbach dem Sennauerbach entlang auf die Hochkünzel führt in einer Höhe von 1800—1900 m über große Schutthalden, deren Trümmermassen größtenteils von den tiefrot gefärbten Felsen herrühren, welche von der Nordseite des Gipfels 2290 m nach dem Sattel zwischen Hoch- und Niederkünzel ziehen. Nordöstlich von P. 2290 befindet sich in diesem roten Felsen ein solches Nest von Aptychen, unter denen ich Aptychus laevis Quenst. und Aptychus punctatus Voltz. bestimmte. Belemniten kommen hier ebenfalls, jedoch nur vereinzelt vor. Auch der rote Felsstreifen, der die Dolomitmassen des Großen (2536 m) und des Kleinen (2238 m) Widderstein voneinander trennt, ist reich an Aptychen. Besonders arm an ihnen sind jedoch die Aptychen-Schichten, die am Aufbau der Gipfelpartien des Rothorns und des Hochberges teilnehmen; und da gerade hier die roten Kalke gegenüber den roten Hornsteinen vorherrschen, war ich lange Zeit im unklaren, ob es sich hier um Aptychen- oder um Liaskalke handelt, bis es mir endlich gelang, Fossilreste zu finden. In dem ausgedehnten und mächtigen Zuge fand ich nur eine einzige Stelle mit wenig und schlecht erhaltenen Aptychen; die-

selbe wird von dem Pfad, der von Schroecken nach der Gletscheralpe führt, in einer Höhe von ca. 1700 m erreicht. Von hier können diese Aptychen-Schichten als ein zusammenhängender roter Felsstreifen durch die ganze Nordost- und Nordseite des Hochberges bis gegen das Rothorn hin verfolgt werden.

Zahlreiche Dünnschliffe von den roten Kalken und Hornsteinen lassen unter dem Mikroskop vereinzelte Foraminiferen und Radiolarien nur in so zweifelhafter Weise erkennen, daß es sich nicht lohnt, auf dieselben näher einzugehen. Dagegen zeigen die dichten, grauen, muschelig brechenden Kalke in mehreren Dünnschliffen das massenweise Auftreten einer kleinen einkammerigen Foraminifere, der Calpionella alpina Lorenz.

Nachdem Steinmann schon früher über das Vorkommen dieser lagenaähnlichen Foraminifere bei Lugano berichtet hatte, hat Lorenz zuerst auf sie als eine Leitform für den oberen Jura im Rhäticon und in den nordschweizerischen Klippen hingewiesen und ihre charakteristische Krugform mit halsförmigem Ansatz und weiter Öffnung beschrieben. Auch Hovelacque hat sie in einem Kalkstein aus dem unteren Berriasien von Voguë (Ardèche) massenweise beobachtet. Hovelacque, Lorenz und Steinmann geben Abbildungen derselben, erstere beide Photographien der Gesteinsdünnschliffe, in welchen die krugförmigen Gestalten der im Längsschnitt getroffenen Foraminiferen deutlich zu erkennen sind, während sie, quer geschnitten, geschlossene Ringformen zeigen. Nunmehr ist bekannt, daß dieser Calpionellenkalk in den ganzen Alpen bis zu den Karpathen eine weite Verbreitung besitzt und auch im Apennin vorkommt. Sein Lagerungsverhältnis zu den roten Aptychen-Schichten scheint derart zu sein, daß er gegen dieselben stets ein hangendes Niveau einnimmt.

Die Mächtigkeit der Aptychen-Schichten, deren Verbreitung sich auf die Allgäuer Schubmasse beschränkt, beträgt am Elferkopf, wo die Tektonik verhältnismäßig einfach und eine Schätzung daher berechtigt ist, 100—150 m. Überall, wo sie sonst noch anstehen, sind die tektonischen Verhältnisse so kompliziert, daß Schätzungen ihrer Mächtigkeit sehr ungenau wären; an manchen Stellen scheint sie jedoch nur wenige Meter zu betragen.

9. Flysch.

Die jüngste marine Ablagerung, welche sich am Aufbau unseres Gebietes beteiligt, ist der Flysch, eine Serie verschiedenartiger Gesteine, deren petrographischer und paläontologischer Charakter mit demjenigen übereinstimmt, wie er durch seine weite Verbreitung im nördlichen Vorarlberg und im Allgäu bekannt ist. Vorherrschend sind dunkelgraue, hellgelb verwitternde Kalke und Mergel, welche mit dünnen, glimmerreichen Tonlagen, Sandsteinen und Konglomeraten wechsellagern. Die Gesteinsarten, welche die meist sehr bunt gefärbten Konglomerate aufbauen, sind vorwiegend hellgraue, dunkelgraue bis schwarze und rote Kalke, rote, grüne und schwarze Hornsteine und Dolomite; es sind also Gesteinsarten, welche in unserem Gebiet alle vorkommen; zentralalpine Gesteine habe ich in diesen Konglomeraten nie gefunden. Charakteristisch ist die Eigenschaft der mergeligen Schichten, daß sie stellenweise äußerst bunt gefärbt sind; rote, grüne, bläulichschwarze, braune und gelbe mergelige Putzen zeigen sich nicht selten dicht nebeneinander auf einer kleinen Fläche anstehenden Gesteins.

Die Kalke und Mergel sind reich an fossilen Algen, welche sich durch ihre dunkle braunschwarze Färbung und durch ihre scharfe Umgrenzung von der hellen Verwitterungsoberfläche des Gesteins deutlich abheben. Rothpletz hat 1896 einen Versuch gemacht, diese als „Fucoiden“ oder „Chondriten“ bezeichneten pflanzlichen Reste in Genera und Species systematisch zu gruppieren, wobei er sechs Genera unterscheidet, die sich nur durch ihren äußeren Habitus voneinander unterscheiden; von diesen konnte ich die beiden Genera Phycopsis und Granularia bestimmen. Fast stets sind die Fucoiden auf den Schichtflächen flach ausgebreitet, und nur bei wenigen konnte ich beobachten, daß einzelne ihrer Äste gegen die Schichtflächen eine stark geneigte Lage einnehmen. Auch jene mäandrisch gewundenen, als Kriechspuren von Würmern gedeuteten Helminthoiden finden sich häufig in den Schichtflächen des Gesteines. Unter den Fucoiden und Helminthoiden bestimmte ich folgende Formen:

1. Phycopsis affinis Sternb.
2. Phycopsis arbuscula Fischer-Ooster.
3. Phycopsis intricata Brong.

4. Phycopsis expansa Fischer-Ooster.
5. Phycopsis aff. filiformis Fischer-Ooster.
6. Phycopsis aequalis Brong.
7. Granularia Hoessy Sternb.
8. Helminthoida crassa Schafh.
9. Helminthoida labyrinthica Heer.
10. Helminthoida magna Heer.

Die drei zuerst genannten Phycopsisarten, affinis, arbuscula und intricata, sind im Flysch sehr häufig. Die Species expansa, welche eine der seltensten im Flysch ist, habe ich wegen ihres guten Erhaltungszustands abgebildet (Taf. IX Fig. 10).

Verschiedene Dünnschliffe von den schieferigen Mergeln haben gezeigt, daß das Gestein stellenweise reich an Foraminiferen ist. Die Genera Cristellaria, Textularia, Globigerina, Rotalia, welche ihre Formen deutlich erkennen lassen, sind für eine Bestimmung des Flyschalters zwar wertlos: immerhin ist ihr zahlreiches Vorkommen interessant und spricht gegen die Fuchs'sche Ansicht, daß der Flysch nicht eine Detritusbildung, sondern das Produkt eruptiver Vorgänge sei.

Der Flysch besitzt im behandelten Gebiet eine weite Verbreitung. Das basale Gebirge, soweit es für dasselbe in Betracht kommt, wird von seinen Gesteinen ausschließlich aufgebaut. Er beschränkt sich jedoch auf dasselbe nicht allein, sondern tritt auch in der Allgäuer Schubmasse in zusammenhängenden Zügen und mehreren kleineren Partien auf. Sein Vorkommen innerhalb dieser Schubmasse ist von besonderem Interesse, da seine direkte Auflagerung auf den Aptychen-Schichten an mehreren Stellen durch ausgedehnte Aufschlüsse vorzüglich zu beobachten ist. Diese zeigen uns fast stets, daß ein grobes, oft deutlich geschichtetes Konglomerat unter den den Flysch aufbauenden verschiedenen Gesteinsarten die unterste Lage einnimmt, also unmittelbar auf den Aptychen-Schichten liegt. Die Nordseite des Hochberges zeigt uns diesen Kontakt an mehreren Stellen. Verhältnismäßig bequem ist die im folgenden beschriebene Kontaktstelle zu erreichen: Steigt man nach Überschreitung der Bregenzer Ach kurz oberhalb Schroecken auf einem schmalen Pfade, der über die grasbewachsenen liasischen Nordosthänge des Hochberges hinaufführt, so erreicht man in einer Höhe von ca. 1800 m einen Heustadel, welcher vom Gamseck in ungefähr südsüdöstlicher, von dem in der Karte

fälschlich mit 2356 m gemessenen, in Wirklichkeit bedeutend niedrigeren Gipfel in nordöstlicher Richtung gelegen ist. Wenige Meter oberhalb dieses Stadels stehen rote Aptychen-Schichten an, welche von hellgrauen Aptychen-Schichten überlagert werden. Letztere tragen einen vollkommenen brecciösen Charakter; das Bindemittel, welches die Gesteinstrümmer zusammenhält, ist ein hellrot gefärbter Ton, wodurch dem Gestein ein marmorartiges Aussehen verliehen wird. Diese Breccie wird überlagert von einem Konglomerat, welches nur aus dem roten und grauen Gesteinsmaterial der Aptychen Schichten besteht. Hierüber folgt das typische, buntgefärbte, aus den verschiedensten Gesteinsarten zusammengesetzte Flyschkonglomerat; über diesen liegen dünne Mergelschiefer.

Auf die Möglichkeit der direkten Auflagerung des Flysch auf den Liasschiefern hat bereits Escher hingewiesen (bei Warth und auf der Spullersalpe). In unserem Gebiet kommt nur eine einzige sehr kleine Stelle in Betracht, wo eine solche direkte Auflagerung tatsächlich vorhanden zu sein scheint. Es ist dies der Aufschluß am Wege von Hochkrumbach nach Schroecken, in welchem bereits im Jahre 1901 Rothpletz und Fiedler echte Flyschfucoiden fanden. Ich fand hier die folgenden Formen: Phycopsis affinis Sternb., Ph intricata Brong., Ph. expansa Fischer-Ooster und Granularia Hoessi Sternb. Die Fucoiden sind an dieser Stelle vorzüglich erhalten, so daß ich die genannten Formen unzweideutig bestimmen konnte. Ein kleiner Wasserriß hat die N. 70° O. streichenden und beinahe vertikal aufgerichteten Schichten durchschnitten und dadurch den Aufschluß in zwei Teile zerlegt; der Weg, der den Wasserriß quert und durch ihn gegen den Hang zu eine kleine buchtenförmige Wendung beschreibt, berührt sie beide. Die Schichten des gegen Hochkrumbach zu gelegenen Teiles ragen als eine, nicht ganz 1,5 m breite kleine Mauer aus dem Boden heraus. Während ich nun die schönsten der oben angeführten Fucoiden aus der bergwärts gerichteten Wand dieser Mauer schlug, fand ich in der anderen talwärts gerichteten Wand einen gut erhaltenen Belemniten. Nur wenige Meter von diesem Aufschluß entfernt und zwar gegen die Bergseite zu schlug ich aus einem Felsblock ein Handstück, in welchem über 20 Belemniten quer durcheinander liegen. Leider konnte ich von diesem Felsblock nicht mit Bestimmtheit entscheiden, ob er ansteht oder

nicht. Diese Belemnitenfunde in und nächst einem Fels, der unzweifelhaft echte Flyschfucoiden enthält, lassen, wenn man von der unwahrscheinlichen Möglichkeit absieht, es hier mit eingeschwemmten Belemniten zu tun zu haben, die Vermutung aufkommen, die Fucoiden könnten liasischen Alters sein. Jedenfalls genügt dieser einzige in seiner Ausdehnung sehr beschränkte Aufschluß nicht, um auf Grund der in ihm gemachten Beobachtungen mehr wie Vermutungen auszusprechen. In die Karte habe ich nur die Stelle des Aufschlusses als Flysch eingetragen, um ihre genaue Lage anderen Forschern kenntlich zu machen. Übrigens wäre es gar nicht möglich, unter der dicken Humusschicht eine Abgrenzung der Flyschmergel gegen die Fleckenmergel durchzuführen.

Daß der Flysch eine Ablagerung in der Nähe einer Küste ist, beweist einerseits das vom Festland reichlich zugeführte feine und grobe Gesteinsmaterial, andererseits die üppige und formenreiche Algenflora, welche nur auf einem Meeresboden von geringer Tiefe gelebt haben kann. In nicht geringer Menge müssen auch Reste einer Landflora in die Brandungszone des Flyschmeeres eingeschwemmt worden sein, denn die Schichtflächen eines glimmerreichen, ziemlich groben Sandsteines sind oft dicht erfüllt, nicht nur von kleinen, verkohlten Pflanzenpartickelchen, sondern auch von größeren Pflanzenresten, welche ihre ursprüngliche organische Struktur mit bloßem Auge noch deutlich erkennen lassen. „Wellenfurchen“ oder „Rippelmarken“, bekannte Bildungen, welche auf den Uferablagerungen von Wind und Wellen erzeugt werden, sind auf den Schichtflächen der tonigen und sandigen Gesteine ebenfalls zu beobachten.

Die Mächtigkeit des Flysch konnte ich nirgends auch nur annähernd abschätzen, da seine Schichten eine intensive Faltung erfahren haben, und da fast überall das Gestein von einer bedeutenden Humusschicht bedeckt wird. Jedenfalls muß sie sehr bedeutend sein, da große Bergmassive ausschließlich von den Gesteinen des Flysch aufgebaut werden.

Das landschaftliche Bild, welches diese Flyschberge dem Wanderer bieten, ist dasselbe, wie der bereits beschriebenen von den Fleckenmergeln aufgebauten Berge. Von den langgestreckten, geradlinig verlaufenden Bergrücken senken sich fruchtbare, saftiggrüne Hänge gegen das Tal hinab, oft bedeutende Steilheit er-

reichend. Wo die Erosion das Gestein entblößt hat, bildet es steil aufragende, formlosflache Wände von schmutzig braunschwarzer Färbung.

Anschließend an die Beschreibung dieses Formationsgliedes verdient eine Fucoidenart noch erwähnt zu werden, welche ich nicht innerhalb des behandelten Gebietes, sondern in der Umgebung von Ludesch fand; doch gehört der Flysch, in dem dieser Fucoid massenweise auftritt, zu demselben großen Flyschzug, der nur wenige Kilometer weiter nordöstlich das Gebiet im Norden begrenzt. Am meisten interessiert die eigentümliche Beschaffenheit der Äste dieses Fucoiden, die als Reihen isolierter Punkte erscheinen. Mit dem Namen Bostricophyton belegte Squinabol eine Fucoidenart, die auch ihm wegen derselben eigenartigen Form auffiel, und die nach einer Beschreibung und Abbildung Fuchs' (p. 38 Fig. 9) mit der bei Ludesch gefundenen sehr viel Ähnlichkeit besitzt. Ein weiteres gemeinsames und sehr charakteristisches Merkmal liegt in der Gestalt und Anordnung der einzelnen Punkte. Letztere haben eine etwas langgestreckte Form und sind derart regelmäßig angeordnet, daß die Richtungen ihrer Längsseiten von der Richtung der Astspindel stets unter demselben Winkel — meistens von 45° — divergieren. Squinabol nimmt an, daß die Diskontinuität der Äste nicht auf einen besonderen Erhaltungszustand derselben zurückzuführen sei, sondern darauf, daß die Äste in einer Spirale verliefen. Bei den, bei Ludesch gefundenen Fucoiden bilden jedoch einzelne kleinere Astpartien kontinuierliche Fäden, und bei genauer Betrachtung zeigen dieselben stets eine feine Streifung, welche die Längsachse der Äste ebenfalls unter demselben Winkel schneidet wie die Längsrichtung der isolierten Punkte. Die Äste dieses Fucoiden müssen also wie eine Schnur in sich spiralförmig gedreht gewesen sein. Ihr punktförmiger fossiler Erhaltungszustand kann nur darauf zurückgeführt werden, daß die Zwischenräume zwischen den Punkten doch durch die Verwitterung erzeugt wurden. Ob dieser Fucoid von Ludesch mit dem Squinabols identisch oder demselben wenigstens nahezustellen ist, konnte ich nicht entscheiden, da ich nur die schematische Skizze Fuchs' zum Vergleich hatte.

10. Diluvium.

Die Gletscher der Eiszeit haben im hinteren Bregenzer Wald sowohl durch Abschleifen des felsigen Bodens, wie durch Ablagerung des von ihnen transportierten Materials deutliche Spuren hinterlassen. Unter den gefundenen Gletscherschliffen verdient ein verhältnismäßig kleiner Schliff in erster Linie erwähnt zu werden, da er von den gewaltigen Eismassen, die in der Eiszeit die Alpentäler bis hoch an die Firste der Bergrücken anfüllten, in klarer Weise Zeugnis ablegt. Der Schliff, dessen Schrammen gut erhalten sind und nahezu horizontal verlaufen, befindet sich im Derrenbachtal, einem Seitental des kleinen Walsertales, auf der orographisch linken Bachseite und, was ihm das besondere Interesse verleiht, in einer Höhe von ca. 1600 m kurz unterhalb des Kammes, der sich von der Uhnspitze nach Osten zieht. Da er im Flysch auf dessen leicht verwitternden, schieferigen Mergeln ist, wird er in einigen Jahren wohl nicht mehr sichtbar sein. Er wurde im Frühjahr 1906 durch eine an den steilen Hängen niedergegangene Lawine, welche die ihn schützende Humusschicht mitriß, bloßgelegt. — Zahlreiche Gletscherschliffe befinden sich im Lechtal. Der größte und auch einer der am besten erhaltenen befindet sich auf den oberen Dachsteinkalken 300—400 m unterhalb der Mündung des Gaisbaches in den Lech, in Brusthöhe direkt neben der neuen Fahrstraße Lech—Warth. Da sich diese oberen Kössener Kalke durch große Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung auszeichnen, wird der Schliff mit seinen gut erhaltenen Schrammen noch viele Jahre erhalten bleiben. Die Schlifffläche besitzt eine Neigung von ca. 45° und streicht in der Richtung des Tales. Die Schrammen verlaufen, was auf den ersten Anblick sonderbar erscheint, in der Richtung lechabwärts durchschnittlich unter ca. 10—15° aufwärts. Für die Ursache hiervon findet man bald eine Erklärung, wenn man auf die andere Lechseite blickt. Auf dieser erreichen die oberen Dachsteinkalke, die ungefähr in der Richtung des Lech streichen, indem sie vom Bachbett an langsam nach Nordost ansteigen, mehrere hundert Meter flußabwärts das Niveau einer Terrasse, welche durch sie gebildet wird. Indem die von Südwesten her kommenden Eismassen ihre Erosionstätigkeit ausübten, bearbeiteten sie die weichen liasischen Fleckenmergel un-

gleich leichter als die harten und widerstandsfähigeren Kössener Kalke. Da sie von den schieferigen Mergeln immer mehr Material abtrugen als von den Kalken, erodierten sie schließlich aus dem felsigen Boden ein Becken aus, wodurch die harten Kalke eine Schwelle bildeten, über welche die Eismassen überquellen mußten; daher die in der Richtung lechabwärts ansteigenden Schrammen. — Einige Gletscherschliffe, deren Schrammen durch die Verwitterung allerdings vollständig zerstört sind, kann man auf den oberen Dachsteinkalken der Körber Alpe noch gut erkennen. Sie sind insofern von Interesse, als sie beweisen, daß das Bodenrelief dieser Alpe mit seinen stellenweise höckerigen Formen (Rundhöckern) durch die abschleifende Tätigkeit des Eises bedingt wurde. — Einen Schliff von geringer Ausdehnung fand ich schließlich noch im Gaisbachtal unterhalb des Auenfeldjoches neben dem Fußweg und ungefähr östlich von P. 1840. Die Schrammen sind noch schwach zu erkennen; ihr Verlauf entspricht ungefähr der Richtung und dem Gefälle des Baches.

In den Talniederungen bedecken Moränen, fluvio-glaziale Schotter und Nagelfluhbänke das Gestein auf weite Strecken. Das obere Lechtal ist für diese Ablagerung wieder ein typisches Beispiel. Von der Mündung des Gaisbaches bis zu der des Formarinbaches in den Lech führt der Fußweg mit kaum merkbarer Steigung über ausgedehnte Schotterterrassen. Am unteren Älpele, bei Zug und bei Lech zeigen die landschaftlichen Bilder in besonders deutlicher Weise diese Terrassenbildung, welche die Schmelzwasser der im Rückzug begriffenen Gletscher durch Umlagern des Moränenmaterials verursacht haben. Zwischen Lech und Zug sind diese fluvio-glazialen Ablagerungen zu festen Nagelfluhbänken zusammengebacken, die direkt neben dem Fußweg anstehen und so eine lange Mauer bilden. Gegenüber Lech an den Berghängen jenseits des Flusses reichen die diluvialen Ablagerungen, in denen man viel geschrammtes Geschiebe findet, bis über die 1800 m-Kurve hinauf und erzeugen die Weideböden der Keckbrunner Alpen. Auch das kleine Walsertal, soweit dasselbe mit seinem obersten Teil für das behandelte Gebiet in Betracht kommt, bietet uns ein ähnliches Bild aus der Eiszeit. Ihre saftiggrünen Wiesen verdanken die Bewohner Mittelbergs den glazialen Ablagerungen, welche auch in den Seitentälern die Talböden bedecken. Im Derrenbachtal ziehen sie sich an

den steilen Berghängen, zahlreiche geschrammte Geschiebe enthaltend, bis zu bedeutender Höhe hinauf und erreichen an der oberen Spitalalpe nahezu die 1800 m-Kurve. — Im oberen Teile des Bregenzer Achtales sind nur vereinzelte kleine Flächenpartien von glazialen Ablagerungen bedeckt. So stehen die Kirche und der Gasthof von Schroecken auf einem kleinen, von der Bregenzer Ach und dem Seebach begrenzten Vorsprung, dessen hügelige Beschaffenheit von den diluvialen Ablagerungen, welche hier ebenfalls geschrammte Geschiebe enthalten, bedingt wird. Mächtige Blöcke des oberen Dachsteinkalkes, welche bei Schroecken vereinzelt auf den Wiesen liegen, sind erratisch. Auch die Häuser von Unterboden stehen auf glazialem Boden. Eine unbedeutende Nagelfluhbank von nicht besonders festem Material schließt hier der Weg neben der Bregenzer Ach auf. Bei Hopfreben ist dagegen eine größere Fläche von Moränenmaterial bedeckt. Zahlreiche Hauptdolomitblöcke, teils von beträchtlichen Dimensionen, wurden hier abgelagert und verursachen die hügelige Beschaffenheit des Talbodens. Gegenüber von Hopfreben, auf der anderen Seite der Bregenzer Ach stehen die Häuser der Gemeinde Schalzbach ebenfalls auf Moränenboden. — Von Lechleiten bis Hochkrumbach sind zu beiden Seiten des Krummbachs einige größere und kleinere Flächen mit glazialen Ablagerungen bedeckt, in denen geschrammte Geschiebe zu finden sind.

Zentralalpine Gesteine habe ich in den diluvialen Ablagerungen nirgends gefunden.

Die Eismassen, welche zur Glazialzeit das behandelte Gebiet bedeckten, gehören den Gebieten des Rhein-, Iller- und Lechgletschers an. Über ihre Ausdehnung und Bewegungsrichtung lassen sich folgende Schlüsse ziehen. Der größte in Betracht kommende Strom floß im oberen Lechtale. Seine Eismassen bedeckten das Tal bis zu bedeutender Höhe, und ihre Bewegungsrichtung entsprach dem heutigen Flußlauf. Bei Warth teilte sich der Gletscher. Der größere Teil seiner Eismassen bewegte sich in seiner bisherigen nordöstlichen Richtung über den Schrofenpaß und gelangte ins Stillachtal. Der kleinere Teil zweigte bei Warth ab und folgte weiter dem Laufe des Lech. Diese Auffassung widerspricht nicht der bereits von Penck ausgesprochenen Vermutung, daß der Illergletscher, der in seinem Entstehungsgebiet von den Eismassen des Stillachtales gespeist wurde, mit

dem Lechgletscher am Schrofenpaß möglicherweise zusammenhing. Das obere Lechtal ziehe ich jedoch mit in das Entstehungsgebiet des Illergletschers, von welchem aus sich erst bei Warth der eigentliche Lechgletscher abzweigte. Diese Ergänzung zur Auffassung Pencks stützt sich darauf, daß nicht anzunehmen ist, daß die bedeutenden Eismassen des oberen Lechtales bei Warth eine ähnlich scharfe Wendung von ca. 90° machten wie heute der Lech, um zwischen Biberkopf und Mittagspitz einen freien Durchgang zu finden. Bei weitem geringer mußte der Widerstand gewesen sein, den ihnen der Schrofenpaß bot. Zwar zwang er sie, sich bergaufwärts zu bewegen, aber die geringe Steigung war für das damals hochstehende Eis kein unüberwindliches Hindernis, und dazu lag der Übergang genau in der Druckrichtung der nachschiebenden Massen. — In das Stromgebiet des Illergletschers gehört auch der Eisstrom, der sich im kleinen Walsertale in südwestnordöstlicher Richtung bewegte. Wie der im Derrenbachtal in einer Höhe von ca. 1600 m befindliche Gletscherschliff und die noch höher hinaufreichenden geschrammten Geschiebe vermuten lassen, müssen auch hier die Eismassen sehr bedeutende gewesen sein. Vermutlich haben sie nach Süden über das Genschel- und Bärguntjoch, über das Gebiet des Tannberges und das Auenfeldjoch mit den Eismassen des oberen Lechtales in direkter Verbindung gestanden. — Im Bregenzer Achtal floß ein Gletscher, der in seinem Ursprungsgebiet von den Eismassen, welche das Gebiet des Tannberges bedeckten, gespeist wurde. Von hohen Wänden eingeschlossen, folgte er in seinem oberen Laufe dem Bregenzer Achtale, um sich weiter nördlich mit dem sich am Nordrand der Alpen breit ausdehnenden Rheingletscher zu vereinigen.

11. Alluvium.

Große Flächen des behandelten Gebietes werden von den Absätzen der Gegenwart bedeckt, welche von denen der vorangegangenen Glazialperiode nicht immer leicht zu unterscheiden sind. Dem Gehängeschutt kommt wegen seiner weiten Verbreitung in unserem Gebiet bei der Oberflächengestaltung desselben einige Bedeutung zu. Auf die mächtigen Schutthalden, welche sich von den dolomitischen Gipfeln bis in die Talniederungen herabsenken, habe ich bereits bei Besprechung des Hauptdolomits

hingewiesen. Flußalluvionen spielen nur eine geringe Rolle; sie begleiten die Ufer der mit geringem Gefälle fließenden Gewässer und breiten sich an ihren Mündungen deltaförmig aus; so besitzt die Mündung des Marchbachs in den Lech ein typisches, aus Flußschottern bestehendes Delta.

Auch Bergstürze, von denen die meisten ihre postglaziale Entstehung erkennen lassen, sind mehrere vorhanden. Nördlich vom Aarhorn ist eine gewaltige Felsmasse abgestürzt, deren zu großen Blöcken zertrümmertes Material bis beinahe in die Talsohle hinab verfolgt werden kann. An der Südseite des Kriegerhorns an der sichelförmigen Einbuchtung erkennbar ging ein gewaltiger Bergsturz nieder, dessen breite Basis die diluvialen Schotterterrassen im Lechtal bedeckt, wodurch sein postglaziales Alter bewiesen wird. An der Nordseite der Juppenspitze ging nur ein Bergschlipf nieder, dessen Masse sich nicht vollständig überstürzt hat, sondern nur tiefer gesunken ist, wodurch die verschiedenen geologischen Horizonte, welche die Nordseite der Juppenspitze durchziehen, auch in der Sturzmasse in derselben Aufeinanderfolge verblieben sind.

Ein Torflager von geringer Ausdehnung befindet sich in der unteren Auenfeldalpe und wird hier von der Bevölkerung in beschränkter Weise ausgenutzt.

Unter den rezenten Bildungen muß eine Kalktuffablagerung im Bregenzer Achtale erwähnt werden; sie befindet sich, eine Viertel Stunde vom Bad Hopfreben entfernt, in der Nähe des von einem Engländer erbauten Jagdschlosses und ist gegenwärtig noch am Berghang in Fortbildung begriffen.

Gletscher gibt es in unserem Gebiet keine. Nur an der Nordostseite der Braunarlspitze, wo diese einen großen, gegen die Mittagssonne geschützten und von steilen Felswänden umgebenen Kessel bildet, liegen Schneemassen, welche auch in heißen Sommern nie vollständig schmelzen; sie haben der in der Nähe befindlichen Alpe den Namen Gletscheralpe gegeben.

V. Tektonischer Teil.

Nachdem ich bereits über den Aufbau der Berge des behandelten Gebietes einen kurzen Überblick gegeben habe, in dem ich zeigte, daß eine Einteilung desselben im Sinne Rothpletz'

in drei tektonisch voneinander getrennte Massen, nämlich: das basale Gebirge, die Allgäuer Schubmasse und die Lechtaler Schubmasse nicht nur geeignet, sondern auch die einzig mögliche sei, beginne ich mit der eingehenden Beschreibung der komplizierten tektonischen Verhältnisse:

Die größte Bedeutung kommt naturgemäß den beiden großen Schubflächen zu, welche die beiden oben genannten drei Massen voneinander trennen, und deren Ausstrich als Allgäuer und Lechtaler Überschiebungslinien bezeichnet werden. In der Karte und in den Profilen habe ich diese durch die Buchstaben A und L gekennzeichnet. Die Allgäuer Überschiebungslinie, als Ausstrich der Schubfläche, welche die Allgäuer Schubmasse vom basalen Gebirge, dem Flysch, trennt, verläuft durchschnittlich in der Richtung WSW.—ONO. Sie quert die Nordhänge des Liechelkopfes, der Bärenweide, des Heiterberges und der Niederkünzelspitze, biegt in die Seitentäler buchtenförmig ein, wobei sie in diesem Verlauf eine sehr zackige Beschaffenheit zeigt. Da sie außerdem von zahlreichen jüngeren, größeren und kleineren, gewöhnlichen Verwerfungen getroffen wird, verläuft sie nicht zusammenhängend, sondern erscheint in Strecken zerteilt, welche gegeneinander versetzt sind. Mehrere Quellen nehmen an der Überschiebungslinie ihren Ursprung, so z. B. eine sehr wasserreiche am Nordabhang der Bärenweide. Gegenüber von Hopfreben tritt eine Quelle mit mehreren Ästen auf der Überschiebungslinie zutage und fällt schon vom Fußwege aus auf, wenn man gegen die Nordostabhänge der Niederkünzelspitz oberhalb des Vorsäßle blickt. Verfolgt man von hier aus den weiteren Verlauf der Überschiebungslinie, was bei der petrographischen Verschiedenheit der sich berührenden Gesteine sehr leicht möglich ist, so sieht man sie jenseits der Schalzbacher Riesen, jener gewaltigen Schutthalde, langsam ansteigen und hinter dem Rücken, der sich vom Gipfel der Niederkünzelspitz nach Norden gegen den Sennauerbach zu herabzieht, verschwinden. In der entgegengesetzten Richtung läßt sie sich nur noch eine kurze Strecke weit verfolgen, dann wird sie von Gehängeschutt und Wiesenböden verdeckt. Erst die Stelle, an welcher sie über die Bregenzer Ach zieht, läßt sich wieder mit Genauigkeit feststellen, da im Bachbett kurz oberhalb des P. 1740 Flysch und einige Meter von ihm entfernt Hauptdolomit ansteht. Die Neigung

der Allgäuer Schubfläche aus ihrer Ausstrichlinie zu berechnen, ist mit einigen Schwierigkeiten verknüpft, da die Linie, wie schon erwähnt, von Querverwerfungen getroffen wird. Im allgemeinen fällt sie schwach gegen Süden ein, was am Künzelmassiv deutlich beobachtet werden kann, wo die Überschiebungslinie sich langsam gegen den Hintergrund des Bregenzer Achtales senkt, um auf der anderen Talseite unter einem etwas steileren Neigungswinkel wieder emporzusteigen. Wo die Überschiebungslinie anstehend zu beobachten ist, wird der Flysch von Hauptdolomit überschoben, ausgenommen an der Bärenweide, wo diese beiden Formationsglieder durch eine wenig mächtige, aus Aptychen-Schichten bestehende Schuppe voneinander getrennt werden, die jedenfalls bei der großen Schubbewegung von der Allgäuer Schubmasse erfaßt, mitverschleppt und zwischen sie und das basale Gebirge eingekeilt wurde. Auf eine kurze Strecke werden diese Aptychen-Schichten von Flysch überlagert, so daß hier wiederum der Hauptdolomit den Flysch überschiebt, der jedoch nicht dem basalen Gebirge, sondern der vorerwähnten Schuppe angehört.

Nach den Beobachtungen von Escher und Gümbel sollen sich Allgäu-Schichten am Nordrand unseres Gebietes zwischen Flysch und Hauptdolomit schieben. Dieser Liasstreifen soll im Westen seinen Anfang an der Nordseite des Zitterklapfen nehmen, nach Osten allmählich mächtiger werden und sich nach Angaben von Richthofen, indem die liegenden Schichten bis zum Dolomit hinzutreten, zu seiner sechsten Hebungswelle entwickeln, welche in unserem Gebiet die Bärenweide und auf der anderen Seite des Gentscheltales Liechel-, Elfer- und Zwölferkopf aufbaut. Indem Richthofen diese Hebungswelle auf die genannte Weise sich allmählich entwickeln ließ, stützte er sich auf die Beobachtungen Eschers und Gümbels, die jedoch, was den erwähnten Liasstreifen betrifft, als unrichtig bezeichnet werden müssen. Richthofens sechste Hebungswelle nimmt in Wirklichkeit ihren westlichen Anfang erst an der Bärenweide, um von hier aus nach Osten weiter zu verlaufen, während westlich von der Bärenweide Hauptdolomit seiner fünften Hebungswelle in direktem Kontakt mit Flysch steht. Der Liasstreifen, der nach den Beobachtungen Eschers und Gümbels den Hauptdolomit vom Flysch trennen soll, und der auch in die geologischen Karten

von Lepsius und Blaas eingetragen ist, existiert nicht, und die mergeligen Schichten östlich und westlich von der Bregenzer Ach, soweit sie für unser Gebiet in Betracht kommen, sind bis zu ihrem Kontakt mit dem Hauptdolomit echter Flysch. Hierfür sprechen folgende Beobachtungen: 1. südlich von P. 1857 einem wenig begangenen Jochübergang über den Bergrücken, der die Üntschenspitze mit dem Heiterberg verbindet, steht unzweifelhaft echtes Flyschkonglomerat an, welches vom Hauptdolomit des Heiterbergmassives direkt überschoben wird. Während das Konglomerat an dieser Stelle kaum eine Bank von 1 oder 2 m Dicke ausmacht, nimmt seine Mächtigkeit nach Osten bedeutend zu und baut an den südlichen Hängen des Tobels, der bei P. 1392 in den Bärguntbach mündet, hohe Mauern auf. 2. Steigt man in der von Hauptdolomitschutt angefüllten, steilen Rinne empor, welche südlich von Hopfreben an der Westseite des Heiterberges gegen die obere Leger Alpe hinaufzieht, so sieht man in beinahe direktem Kontakt mit dem Hauptdolomit buntgefärbte, mergelige Gesteine anstehen, welche vollkommen das Aussehen echter Flyschmergel tragen. 3. Schließlich fand ich nächst dem Weg, der an der Nordwestseite der Niederkünzelspitz langsam ansteigend, von der oberen Schalzbachalpe zur Obern Alpe führt, in anstehenden Mergelschiefern gut erhaltene Helminthoiden, welche über die Echtheit des Flysch ebenfalls keinen Zweifel aufkommen lassen.

Langsam senkt sich an den Nordwestabhängen der Mittagspitze der Ausstrich der Auflagerungsfläche der Lechtaler Schubmasse, die Lechtaler Überschiebungslinie, herab und erreicht bei den Häusern von Stubenbach die Sohle des Lechtales. Die Lechtaler Überschiebungslinie tritt hier in unser Gebiet ein. Sie beschreibt eine scharfe Wendung, steigt dann auf der linken Talseite, anfänglich von diluvialen Ablagerungen bedeckt, langsam wieder an, quert nach abermaliger, aber entgegengesetzter Wendung die gegen den Kitzbach abfallenden Hänge und in ihrem weiteren Verlauf den Nordabhang des Kriegerhorns. Gegen den Spillmahder hin bildet sie eine fensterartige, nach Osten jedoch geöffnete Bucht, begleitet die Ostabhänge des Sattelkopfes und der Mohnenfluh, zieht durch die Einsattelung zwischen Mohnenfluh und Juppenspitz und quert nun die Nordabhänge der Mohnenfluh, der Braunarlspitze und Hochlichtspitze, um an den Hängen

des Alpscheller Gschröff unser Gebiet zu verlassen. Die Lechtaler Überschiebungslinie im Felde zu verfolgen, ist nicht schwer, da die petrographischen Unterschiede zwischen den sich berührenden Gesteinen beider Schubmassen, nämlich der Arlberg-Schichten und des Hauptdolomits einerseits und der Allgäu-Schichten und des Flysch, der auch in der Allgäuer Schubmasse vorkommt, andererseits so große sind, daß diese Linie auf weite Entfernung mit unbewaffnetem Auge verfolgt werden kann. Gips der Raibler Schichten, Aptychen- und Kössener Schichten begleiten sie zwar auch noch, doch nur auf kurze Strecken. In Fig. 11 ist der Teil der Überschiebungslinie photographisch wiedergegeben, der auf der Nordseite der Braunarlspitz die gegen die Gletscher Alpe zu geöffnete felsige Einbuchtung durchzieht. Das Bild ist von einem Punkt nordwestlich des Mohnenfluhgipfels und mehrere hundert Meter unterhalb desselben aufgenommen. In welch bedeutend größerem Umfang die Lechtaler Schubmasse ursprünglich die Allgäuer Schubmasse bedeckt haben muß, und welch gewaltige Erosionstätigkeit Wasser und Eis seither verübten, beweisen uns Reste von ihr, welche die Erosion noch nicht abgetragen hat, und welche daher heute noch wie Schollen auf der Allgäuer Schubmasse schwimmen. Die Linien, welche diese Reste umgrenzen, gehören naturgemäß ebenfalls zur Lechtaler Überschiebungslinie. Der Hauptdolomit, der das felsige Gipfelmassiv des Aarhorns (auch Karhorn genannt, weil sich an seiner Nordseite zwei große Kare herabsenken) aufbaut, ist ein solcher schwimmender Erosionsrest der Lechtaler Schubmasse. Wie bedeutend größer muß letztere ursprünglich gewesen sein, als Aarhorn und Mohnenfluh noch eine tektonisch zusammenhängende Masse waren! — Einige kleinere aus Hauptdolomit und Gesteinen der Arlberg-Schichten bestehende Reste liegen nördlich vom Kriegerhorn auf den Allgäu-Schichten der Bergeralpe. — Die Auflagerungsfläche der Lechtaler Schubmasse fällt durchschnittlich unter 30° gegen SSO. Dieses Maß stimmt mit demjenigen überein, welches ich nahe dem P. 1785 nordwestlich der Hochlichtspitz für die eine lange Strecke weit anstehende Schubfläche abgelesen habe. Hauptdolomit hat hier Allgäu-Schichten überschoben, und da die Erosion von den tieferliegenden weichen Mergeln mehr Material abgetragen hat als von dem höherliegenden harten Dolomit, so ragt letzterer dachförmig mit

Fig. 11. Die Braunarlspitz von der Nordseite der Mohnenfluh aus gesehen mit der Lechtaler-Überschiebungslinie (———— - - - - -).

einer glatten Schlifffläche 2—3 m frei in die Luft. Die Fläche, die in einer Längenausdehnung von über 50 m ansteht, streicht N. 70° O. und fällt unter 30° gegen Süden ein.

Um einen genauen Einblick in den Aufbau jedes der drei tektonisch verschiedenen Gebirgsteile, des basalen Gebirges, der Allgäuer Schubmasse und der Lechtaler Schubmasse zu erhalten, würde es wohl am naturgemäßesten erscheinen, jeden derselben einzeln zu besprechen. Da jedoch die Berge in der südlichen Hälfte unseres Gebietes von beiden Schubmassen aufgebaut werden, so ist eine solche Einteilung, welche orographisch eng zusammengehörige Teile gewaltsam auseinanderreißt, nicht zulässig. Ich werde daher im Nachfolgenden nur das basale Gebirge, über dessen tektonischen Bau nicht viel zu sagen ist, separat besprechen, den übrigen Teil des Gebietes dagegen in vier große Bezirke teilen, von denen der erste den Widderstein, die Bärenweide und den Kamm vom Gaishorn bis zum Zwölferkopf umfaßt, der zweite den Heiterberg und die Künzelspitzen, der dritte das ganze Gebiet des „Tannberges“ einschließend die nördliche Talseite des Krummbaches, der vierte den ganzen Gebirgsstock der Braunarlspitze vom Johanneskopf bis zur Juppenspitze, sowie den Hochberg und das Rothorn. Die Berge der beiden zuerst genannten Bezirke werden nur von der Allgäuer Schubmasse, die der beiden zuletzt genannten von der Allgäuer und der Lechtaler Schubmasse aufgebaut.

1. Das basale Gebirge.

Nur die im stratigraphischen Teil erwähnten verschiedenartigen Gesteine des Flysch nehmen an seinem Aufbau teil. Meist sind die Schichten steil aufgerichtet und bilden ein System durchschnittlich südwest-nordöstlich streichender Falten. Vermutlich folgt die Bregenzer Ach zwischen Hopfreben, wo sie das Flyschgebirge betritt und Schoppernau, wo sie unser Gebiet im Flysch verläßt, einer Störung. In den weichen mergeligen Schichten konnte ich dieselbe zwar nirgends mit Bestimmtheit nachweisen; doch da die Ach oberhalb Hopfreben einer Störungslinie folgt, und da sie weiter nördlich beim Durchqueren des Kreidegebirges ebenfalls wieder Spalten folgt, welche in der Richtungslinie der ersteren liegen, so ist die Vermutung wohl begründet, daß der ganze Lauf der Ach von einer Störung be-

gleitet wird. Auf die Störungen, welche den Südrand des Flyschgebirges treffen, werde ich in den beiden nächsten Kapiteln eingehen. Weitere tektonische Einzelheiten ließen sich bei der üppigen Vegetation, welche fast das ganze Flyschgebirge unseres Gebietes bedeckt, nicht beobachten. Seine höchste Erhebung ist die Üntschenspitze 2139 m, ein echter Flyschberg mit steilen von Wiesen und Waldungen bedeckten Hängen, in welche das Wasser tiefe Runsen eingeschnitten hat.

2. Widderstein, Bärenweide, Gaishorn, Zwölferkopf.

(Profile 1, 2, 5.)

Drei tektonisch verschiedene Teile, welche in der Richtung von Norden nach Süden aneinander grenzen, bauen diese Gebirgsmassen auf. Bärenweide, Elfer- und Zwölferkopf sind die höchsten Erhebungen des nördlichsten dieser drei Teile, P. 2238 (kleiner Widderstein) und Liechelkopf die des mittleren, Widderstein und Gaishorn die des südlichsten. Der nördlichste entspricht Richthofens Hebungswelle VI, der mittlere und der südlichste zusammen seiner Hebungswelle V. Bärenweide, Elfer- und Zwölferkopf bilden eine nach Norden überkippte ostwestlich streichende Mulde, welche der Gentschelbach durch Einschneiden eines tiefen Tales orographisch in einen östlichen und einen westlichen Teil zerlegt hat. Aptychen-Schichten bilden den Kern dieser Mulde, Lias-Fleckenmergel, Kössener Schichten und Hauptdolomit ihre Schenkel. Bei ihrer Verlagerung hat sie an ihrer Basis eine Schuppe Aptychen-Schichten mitverschleppt, welche nun zwischen ihr und dem basalen Flysch keilförmig eingeschlossen ist und als schmaler Streifen die Nord- und die Westseite der Bärenweide durchzieht. Auch auf der Nordseite des Zwölferkopfes tritt diese Schuppe zutage, jedoch außerhalb der Grenze unseres Gebietes; innerhalb derselben ist sie, wo sie zu erwarten wäre, von Gehängeschutt verdeckt. Im Süden wird die Mulde von einer steil in die Tiefe fallenden Spalte begrenzt, längs welcher sich der südlich angrenzende mittlere Gebirgsteil in der Richtung von Osten nach Westen bewegte. Die Muldenlinie hat bei der Verlagerung der Massen eine vertikale Umbiegung erfahren, was durch den Verlauf der Aptychen-Schichten bewiesen wird. Diese stehen zu beiden Seiten des Gentschelbaches in geringer Entfernung von demselben an und steigen von hier aus

an den Talhängen empor. Sowohl auf der Nordseite der Bärenweide, wie auf der Ostseite des Elferkopfes sieht man, wie sie den Allgäu-Schichten, welche unterhalb der Kammhöhe muldenförmig umbiegen, eingelagert sind. Besonders deutlich ist dies auf der Ostseite des Elferkopfes zu beobachten, wo die tektonischen Verhältnisse viel einfachere sind wie an der Bärenweide, doch darf man alsdann die Mühe nicht scheuen, von Mittelberg aus dem wilden Tobel folgend, zur hinteren Liechelalpe zu gehen, und von hier aus in südlichem Bogen gegen die Osthänge des Elferkopfes emporzusteigen. Mit den Aptychen-Schichten als Kern der Mulde senkt sich auch diese selbst von der Höhe des Elferkopfes bis zur Talsohle hinab, um auf der anderen Talseite bis zur Höhe der Bärenweide wieder emporzusteigen. Diese vertikale Aufbiegung der Muldenlinie ist auf die ostwestlich gerichtete Druckwirkung zurückzuführen, welche die ganzen Massen in dieser Richtung verlagert hat. Der Gentschelbach wird von einer Querverwerfung begleitet, so daß die Einteilung der Mulde in einen östlichen und einen westlichen Teil auch tektonisch begründet ist. Der östliche Teil ist gegen den westlichen in die Tiefe gesunken, aber nicht um soviel, wie man zunächst vermuten könnte, wenn man den Hauptdolomit und mit ihm die Allgäuer Überschiebungslinie sich von der Nordseite des Zwölferkopfes direkt gegen das Bett des Gentschelbaches zu herabsenken sieht, während auf der anderen Talseite nur die höheren Hänge aus Hauptdolomit bestehen. Jedenfalls ist gleichzeitig mit der vertikalen Umbiegung der Muldenlinie auch die Auflagerungsfläche der Mulde mitgebogen worden, so daß sich dieselbe von beiden Seiten her gegen die Talsohle zu senkt. Der östliche Muldenteil hat eine regelmäßigere Gestalt und ist weniger gestört als wie der westliche. Daher ist auch vom Fußwege aus, der neben dem Gentschelbach entlang und weiter südlich über das gleichnamige Joch nach Hochkrumbach führt, der muldenförmige Bau der östlichen Talseite mit bloßem Auge leicht, der der westlichen Talseite dagegen weniger deutlich zu erkennen. Diese tektonische Verschiedenheit zwischen den beiden Talseiten ist nicht allein darauf zurückzuführen, daß die westliche Seite von mehreren Querverwerfungen getroffen wird, die östliche dagegen nicht, sondern vielmehr darauf, daß der westliche Muldenteil auch noch eine Umbiegung in der Richtung nach Norden erfahren hat und da-

durch seine Muldengestalt stark verzerrt wurde. Dynamisch ist dieses Umbiegen des westlichen Muldenteils vielleicht so zu erklären, daß die Felsmassen, welche die Mulde aufbauen und am äußeren Rande der Schubmasse liegen, bei der Ostwestbewegung der letzteren teilweise aus dieser Bahnrichtung nach Norden herausgedrängt wurden. Vom östlichen Muldenteil ist noch zu bemerken, daß er mit Kössener Schichten an der ihn im Süden begrenzenden Spalte abbricht; da infolgedessen kein Hauptdolomit am Aufbau seines südlichen Schenkels teilnimmt, ist letzterer bedeutend weniger mächtig als sein nördlicher Schenkel.

Der im Süden angrenzende mittlere Gebirgsteil, dessen höchste Erhebungen der Liechelkopf und P. 2238 (kleiner Widderstein) sind, besteht nur aus Hauptdolomit. Bei seiner Verlagerung hat er mehrere kleine Schuppen verschleppt, welche in der ihn im Norden begrenzenden Spalte verkeilt sind und von den Gesteinen verschiedener Formationsglieder zusammengesetzt werden; so besteht die kleine Schuppe, welche in der Einsattelung zwischen Liechel- und Elferkopf zwischen die beiden Gebirgsteile gepreßt wurde, aus einem Flyschkonglomerat und schalenerfüllten Kössener Schichten; letztere grenzen diskordant an den Hauptdolomit des Liechelkopfes. Zwischen dem kleinen Widderstein und der Bärenweide ist eine etwas größere Schuppe verkeilt, welche aus Flysch, Aptychen-Schichten, Kössener Schichten und Lias-Fleckenmergeln besteht. Der Bau dieser Schuppe ist in Wirklichkeit noch komplizierter als ihn die Karte (Tafel I) und Profil 2 (Tafel II) zeigt, doch sind die Gesteine der verschiedenen Formationsglieder besonders auf der Ostseite der Bärenweide so regellos ineinander geschoben worden, daß es nicht möglich ist, dieselben in die Karte genauer einzutragen. Der mittlere Gebirgsteil wird von einer Querverwerfung getroffen, welcher vermutlich die Fortsetzung der großen Verwerfung ist, welche den Gentschelbach begleitet Kurz hinter der Alphütte (1321 m) im Hintergrund des Gentscheltales steigt der Fußweg in den felsigen Hängen des Hauptdolomits empor. In einer Höhe von ca. 1440 m quert er eine felsige Rinne, welche sich längs dieser Verwerfung gebildet hat. Da die Rinne mit großer Steilheit in die Tiefe zieht, ist sie nicht von Schutt ausgefüllt, und in ihr erblickt man einen tatsächlich schnurgerade zu nennenden Riß, den Austritt der Verwerfung. Die eine der beiden vollkommen glatten Verwerfungsflächen ragt

an mehreren Stellen über die Rißlinie hinaus und kann daher genau gemessen werden; sie streicht N. 30° O. und fällt unter 60° gegen Süden ein. Ihre geneigte Lage erklärt den Winkel, unter welchen ihre Austrittslinie mit derjenigen der Verwerfung im Gentscheltal zusammenstößt (vgl. Tafel II). Im Süden bricht der mittlere Gebirgsteil an einer Spalte ab, welche der ihn im Norden begrenzenden ungefähr parallel läuft.

Längs dieser Spalte hat sich der südliche dritte Gebirgsteil, dessen höchste Erhebungen der Widderstein und das Gaishorn sind, und der von Hauptdolomit, Kössener Schichten und Fleckenmergeln aufgebaut wird, in der Richtung von Osten nach Westen bewegt. Auch er hat wie die beiden anderen ihm nördlich vorgelagerten Gebirgsteile bei seiner Verlagerung eine aus Aptychen-Schichten und Allgäu-Fleckenmergeln bestehende schmale Schuppe an seiner Basis mitgeschleift; die Fleckenmergel dieser Schuppe haben die Aptychen-Schichten überschoben. Die Schuppe tritt an der Nordseite des Widdersteins als schmaler, nach Osten sich allmählich verjüngender und schließlich vollkommen auskeilender Streifen zutage, während sie auf der West- und Nordwestseite dieses Berges plötzlich bedeutende Mächtigkeit erreicht. Schon diese Gestalt der Schuppe spricht dafür, daß Gaishorn und Widderstein sich in der Richtung von Osten nach Westen bewegten, denn es ist dynamisch leicht zu erklären, daß die weichen Fleckenmergel und auch die hier in den Aptychen-Schichten vorherrschenden Kalke vor den harten Dolomitmassen bei der Vorwärtsbewegung der letzteren aufgestaucht wurden. Für die Ost-Westbewegung des Widdersteins spricht ferner die Steilheit der beiden Spalten, welche die drei Gebirgsteile voneinander trennen, und auf denen sich die Massen in der Richtung von Süden nach Norden nicht bewegen konnten, während eine Bewegung von Ost nach West auf ihnen leicht möglich war. Jede dieser Spalten spielt also für die Bewegung des Widdersteins dieselbe Rolle, wie Rothpletz' große nördliche Randspalte für die Bewegung der gesamten rhätischen Schubmasse. Von der Ost-Westbewegung des Widdersteins kann man sich erst vollständig auf seiner Westseite überzeugen, wo in einer Höhe von ca. 1950 m in vorzüglichster Weise die genau Nord-Süd streichende und schwach nach Osten sich neigende Überschiebungsfläche aufgeschlossen ist, mit welcher der Hauptdolomit die Fleckenmergel

der von ihm mitverschleppten Schuppe diskordant überlagert. Die Erosion hat hier durch schnelleres Abtragen der mergeligen Schichten Höhlen in den Fels gearbeitet, deren Decken von der glatten Schubfläche des hangenden Hauptdolomits gebildet werden. Der Umstand, daß die auf der Westseite anstehende, in vollstem Sinne echte Überschiebungsfläche mit der südlichen der beiden vorerwähnten Spalten tektonisch zusammenhängt und zwar derart, daß sie allmählich in dieselbe übergeht, schließt die Möglichkeit aus, daß die Spalte etwa als Sprungverwerfung aufgefaßt werden könnte, oder daß sie erst sekundär in ihre steile Lage gebracht worden sei. Daß es sich bei der Ost-Westbewegung des Widdersteins um eine echte Überschiebung handelt und nicht etwa um eine Bewegung, welche aus einer Überfaltung entstanden ist, beweisen die im Liegenden der verschleppten Schuppe anstehenden Gesteine der Kössener und Allgäu-Schichten und des Hauptdolomits, deren steil aufgerichtete Schichten senkrecht gegen die Streichrichtung der Überschiebungsfläche verlaufen. — Letztere bricht gegen Süden, nachdem sie kurz vorher durch eine westnordwestlich verlaufende Verwerfung unterbrochen worden ist, an einer, dieser ungefähr parallel verlaufenden Verwerfung ab, durch welche auf der Südseite des Widdersteins Hauptdolomit und Allgäu-Schichten in direkten Kontakt miteinander geraten sind. Zahlreiche Runsen, welche das Wasser hier in den Fels eingeschnitten hat, gestatten eine genaue Beobachtung dieser Kontaktlinie. Die Allgäu-Schichten fallen überall senkrecht in die Tiefe und mit ihnen, als ob er in normalem Kontakt mit ihnen stünde, der Hauptdolomit. Von Süden her können die Allgäu-Schichten also nicht vom Hauptdolomit überschoben worden sein, und die Störungslinie muß der Austritt einer Spalte sein, längs welcher der südliche Teil in die Tiefe gesunken ist. Ein kleiner Streifen Kössener Kalke, der sich stellenweise in vereinzelte, nur wenige Zentimeter mächtige Linsen auflöst und in den Hauptdolomit förmlich hineingepreßt erscheint, begleitet diese Linie in einer Entfernung von einigen Metern und beweist daher ebenfalls das Vorhandensein einer Störung. Diese Kössener Kalke stehen in nächster Nähe des Fußweges an, der vom Gentscheljoch nach Hochkrumbach hinabführt. Das felsige Gipfelmassiv des Widdersteins wird durch eine Überschiebungsfläche in zwei Teile, einen östlichen

und einen westlichen zerlegt. Die breite Rinne auf der Südseite des Berges, in welcher der gut markierte und gefahrlose Steig auf den Gipfel führt, hat sich längs dieser Schubfläche gebildet. Kurz nach dem Einstieg in die Felsen, im Sinne des Aufstieges rechts vom Weg, sieht man von der vollkommen glatt geschliffenen Schubfläche des tektonisch höheren Teiles längere Zeit ein breites Band über den tektonisch tieferen Teil überragen. Die Fläche fällt unter 50° gegen Osten ein. Da ihre Streichrichtung nur um einige Grad von der Nord-Südrichtung gegen Osten abweicht, spricht auch sie dafür, daß der Widderstein in der Richtung von Osten nach Westen verschoben wurde. Die nahe der Schubfläche im Sinne der Bewegungsrichtung hakenförmig umgebogenen Schichtenden der liegenden Schichten widerlegen die Möglichkeit, daß diese Fläche etwa als nicht sehr steile normale Verwerfungsfläche aufgefaßt werden könnte. — Die den mittleren Gebirgsteil in eine östliche und eine westliche Hälfte trennende Verwerfung, welche wir als Fortsetzung der dem Gentschelbach folgenden Verwerfung aufgefaßt hatten, ist im südlichen dritten Gebirgsteil nur an dessen Nordrand zu beobachten, wo die von ihr verschleppte Schuppe eine Trennung erlitten hat, die an der Verschiebung des einen Teiles gegen den anderen zu erkennen ist. Südöstlich vom Widdersteingipfel streicht eine Verwerfung in südwest-nordöstlicher Richtung nahe dem P. 2137 durch, welche ebenfalls am diskordanten Anstoßen von Kössener Schichten an Hauptdolomit deutlich zu erkennen ist; der südöstliche Teil ist gegen den nordwestlichen abgesunken. Eine andere Verwerfung, deren Ausstrich jedoch im Hauptdolomit schlecht zu verfolgen ist, zieht in ostwestlicher Richtung durch die obere Gentschelalpe. Einige kleine Reste Kössener Kalke, welche gegen den Hauptdolomit diskordant stoßen, beweisen ihr Vorhandensein; der nördliche Teil ist gegen den südlichen in die Tiefe gesunken.

In „geologische Probleme des Alpengebirgs“ bringt Steinmann ein Profil, welches seine Faltungsdecken in den Ostalpen schematisch darstellen soll. Das Profil schneidet die Lechtaler Alpen in nordsüdlicher Richtung und berührt Oberstdorf. Für uns besitzt dasselbe einiges Interesse, denn es schneidet die nördlichen Kalkalpen in sehr kurzer Entfernung östlich von unserem Gebiet. Da der Widderstein und die an ihn im Norden und Osten

angrenzenden Berge sich nur in der Richtung von Osten nach Westen bewegt haben können, so ist nicht anzunehmen, daß in so kurzer Entfernung östlich von denselben die Massen in der Richtung von Süden nach Norden verschoben wurden.

3. Heiterberg, Künzelspitzen.

(Profile 3, 4, 6, 7, 11.)

Durch den tiefen Einschnitt der Bregenzer Ach wird der Heiterberg von den Künzelspitzen orographisch getrennt. Das Bregenzer Achtal hat sich längs einer Störung gebildet, die bereits Richthofen bekannt war. Schon ihm war es aufgefallen, daß westlich von dieser Störung, die er in südöstlicher Richtung über das Auenfeldjoch bis ins Gaisbachtal verfolgte, der tektonische Aufbau des Gebirges viel einfacher und regelmäßiger sei wie östlich von derselben. Dies verschiedenartige Aussehen der beiden Talseiten führte er in erster Linie auf eine sehr mächtige Verschiebung derselben gegeneinander zurück, und zwar sollen nach seiner Anschauung die Gesteine im Osten der Ach gegen die im Westen derselben nach Norden vorgeschoben sein. Auch Rothpletz sind diese tektonischen Verhältnisse in ähnlicher Weise aufgefallen, doch sollen nach seiner Ansicht eher die westlich der Ach anstehenden Gesteine eine Verschiebung gegen Norden erfahren haben. Wie wir sehen werden, muß dieser letzteren Ansicht der Vorzug gegeben werden.

Künzelspitzen und Heiterberg müssen wegen ihres verschiedenartigen Baues getrennt besprochen werden. Ich beginne mit den Künzelspitzen, da hier die Verhältnisse die einfacheren sind und weil mit ihrer Kenntnis, wie wir am Schlusse dieses Kapitels sehen werden, es uns möglich sein wird, wenigstens in großen Zügen tektonische Ähnlichkeit zwischen beiden Talseiten zu erkennen und dadurch im komplizierten Bau des Heiterberges das Wesentliche vom Unwesentlichen zu trennen. Der Hauptdolomit, der die Hochkünzelspitz aufbaut, wird von dem der Niederkünzelspitz durch eine keilförmige Schuppe getrennt, welche aus Aptychen-Schichten und Flyschmergeln besteht. Ein breiter, zylinderförmiger Felsturm (P. 2198) erhebt sich in der Einsattelung, welche die beiden Künzelgipfel verbindet. Seine Nordseite ist von diesen Aptychen-Schichten dunkelrot gefärbt, was man von der Talsohle aus deutlich erkennen kann. Gegen

Osten endigt die Schuppe als sehr schmaler Streifen in einer Einbuchtung des Hauptdolomits. Diese Stelle ist bei günstiger Beleuchtung ebenfalls vom Wege aus, der von Hopfreben der Bregrenzer Ach entlang nach Schroecken führt, durch die rote Färbung der Aptychen-Schichten sichtbar. Die Fläche, auf welcher der Hauptdolomit der Niederkünzel den basalen Flysch überschiebt, ist schwach gegen Süden geneigt, die, auf welcher die Hochkünzel die Niederkünzel überschiebt, ist steiler und fällt bei der Einsattelung, welche beide Gipfel verbindet, unter mindestens 40° gegen Süden ein. In ihrem weiteren Verlauf gegen Osten zeigt jedoch ihr Ausstrich, der sich nur allmählich gegen den Hintergrund des Achtals herabzieht, daß sie in ihren tieferen Lagen ebenfalls nur schwach gegen Süden geneigt sein kann.

Auf der Südseite der Hochkünzel legen sich Kössener Schichten in großer Mächtigkeit und bedeutender Ausdehnung auf den Hauptdolomit. Sich mit dem Berggehänge gleichmäßig gegen Süden neigend, tauchen sie in kurzer Entfernung vom Schadona Paß unter die im normalen Kontakt mit ihnen stehenden roten Liaskalke und Fleckenmergel. Das Kreuz auf dem Schadonapaß steht im Kern einer ungefähr westöstlich streichenden Mulde, der von Fleckenmergeln gebildet wird. Gegen Osten senkt sich diese Mulde in ungefähr gleichem Maße mit dem Gefälle des Schanztobels. Bei der Mündung des letzteren in die Bregenzer Ach, wo die tieferen Lagen der Fleckenmergel, die Kössener Schichten und der Hauptdolomit wieder zutage treten, zeigen die Gesteinsschichten eine so regellos gefaltete Beschaffenheit, daß hier das tektonische Bild der Mulde kaum zu erkennen ist. In großen Zügen kann man nur beobachten, daß auf eine Aufwölbung der Schichten bei der Treualpe eine Einsenkung derselben im Schanztobel folgt. Überdies ist die nördliche Talseite dieses Tobels gegen die südliche abgesunken. Der nördliche Muldenflügel, denn vorläufig interessiert uns nur dieser, wird von mehreren Längs- und Querverwerfungen getroffen. Begeht man den Rücken, der das Glattjöchl mit dem südlich von ihm gelegenen P. 2126 verbindet und durch den Profil 11 (Taf. IV) gelegt ist, so kann man sich von den ersteren leicht überzeugen. Schwieriger sind die Querverwerfungen zu verfolgen, da die tieferen Teile der Mulde durch viel Gehängeschutt verdeckt werden. Die bedeutendste ist diejenige, welche in ihrem weiteren Verlauf nach Norden vom

Künzelmassiv das östliche Ende trennt. Letzterer Teil ist in die Tiefe gesunken. Diese Verwerfung ist von Hopfreben aus sehr gut daran zu erkennen, daß die graublauen Kössener Kalke und die gelben Fleckenmergel, welche den östlichen Vorgipfel der Hochkünzel (seine Höhe ist in der Karte nicht angegeben) aufbauen und durch ihre charakteristische Färbung auf weite Entfernung kenntlich sind, diskordant an den Hauptdolomit des östlichen Gipfels (P. 2214) grenzen. Durch sie erfährt auch die aus Aptychen-Schichten und Flyschmergel bestehende Schuppe eine Trennung. Westlich von den Künzelgipfeln wird dieselbe abermals von einer Querverwerfung getroffen, welche ebenfalls eine Verschiebung beider Teile verursacht, und durch welche der westliche Gebirgsteil gegen den östlichen abgesunken ist. Noch zu erwähnen ist, daß sich eine schmale Zone Kössener Schichten und Fleckenmergel, die normal an den Hauptdolomit der Niederkünzel grenzen, sich von der Einsattelung zwischen den beiden Gipfeln nach Westen zieht.

Vom komplizierten Aufbau des Heiterberges ein vollkommen einwandfreies Bild zu entwerfen, ist kaum möglich. Nicht einfach, aber wenigstens in großen Zügen gut zu erkennen sind die Verhältnisse, die am Gipfel herrschen. Östlich von diesem gegen das Bärgunttal und westlich von ihm gegen die Bregenzer Ach ist es dagegen sehr schwierig, einen genauen Einblick in sie zu erhalten. Dem, der es versucht, sich einen tektonischen Zusammenhang zwischen dem Heiterberg und seinem östlichen Nachbarn, dem Widderstein, herzustellen, sind die üppigen Weideböden der Bärguntalpe ein großes Hindernis, denn unter der dicken, zum Teil bewaldeten Humusschicht läßt sich manch kompliziertes Bild vorstellen, aber nicht beweisen. Etwas günstiger liegen die Verhältnisse auf der westlichen Seite des Heiterbergs. Zwar sind hier zwischen der oberen Leger Alpe und Unterboden die gegen die Bregenzer Ach zu abfallenden tieferen Hänge von dichten Waldungen bedeckt, doch stehen dieselben auf so steiler Böschung, daß zwischendurch entblößte Felspartien keine Seltenheit sind. Hier war es mir daher möglich, über die komplizierten tektonischen Verhältnisse wenigstens in großen Zügen ein klares und einfaches Bild zu erhalten und dasselbe mit demjenigen in Einklang zu bringen, welches uns das Gebirge westlich der Bregenzer Ach zeigt. — Eine Überschiebungsfläche, deren Ausstrich die Nord-

und Westseite des Heiterberges durchzieht, zerlegt diesen Berg in zwei tektonisch verschiedene Teile. Der tiefere wird von Hauptdolomit und Kössener Schichten aufgebaut, der höhere von Kössener Schichten, roten Liaskalken und Fleckenmergeln. Die sie trennende Schubfläche neigt sich unter durchschnittlich 30—40° gegen Südosten. — Der Bau des tieferen Teiles ist sehr einfach, da Kössener Schichten Hauptdolomit konkordant überlagern, und da dieser Teil nur von einigen Verwerfungen getroffen wird. Letztere verursachen auf der Nordseite des Heiterberges eine Trennung der Allgäuer Überschiebungslinie in mehrere Stücke, welche staffelartig gegeneinander versetzt sind. — Der Bau des oberen Teiles bildet in der Kammregion des Heiterberges eine steil aufgerichtete ostwestlich streichende Mulde, deren Kern aus Fleckenmergel besteht und gegen welche, ihre Flügel bildend, von Norden und Süden rote Liaskalke und Kössener Schichten grenzen. Auf der Westseite des Berges kann man oberhalb der Alpe Wanne am Verlauf der roten Liaskalke die Gestalt dieser Mulde deutlich erkennen. Gegen Osten wird der von Fleckenmergeln gebildete Kern mächtiger, und außerdem erfährt hier der tiefste Teil der Mulde eine leichte Aufwölbung nach oben, wie dies im Profil 6 zum Ausdruck kommt. Die Südseite des Heiterberges wird von einer ungefähr ostnordöstlich verlaufenden Verwerfung getroffen, längs welcher der nördliche Teil in die Tiefe gesunken ist. Sie hat im Hintergrund des Bärgunttals die nicht sehr hohe felsige Wand verursacht, welche als ein langes, schmales Band die beiden Berge verbindet.

Als der obere Teil des Heiterberges den unteren überschob, schleppte er in gleicher Weise wie der Widderstein und die Hochkünzel an seiner Basis eine aus Aptychen-Schichten bestehende Schuppe mit; doch da diese nicht in so ausgedehnter Weise wie bei den anderen beiden Bergen die Überschiebungslinie begleitet, so ist letztere beim Heiterberg fast durchwegs nur nach der Diskordanz sonst in normalem Kontakt stehender Gesteine zu verfolgen. Nur zwischen Unterboden und der unteren Leger Alpe tritt diese Schuppe zutage. Hier und noch etwas höher am Hang hinauf gegen die Alpe Wanne sind jedoch während der Verlagerung Fetzen der Aptychen-Schichten mit Fleckenmergeln und Kössener Kalken der höheren Schubmasse so regellos ineinander geschoben und gefaltet worden, daß von dieser Stelle

ein ganz genaues tektonisches Bild überhaupt nicht zu geben ist. Einige Verwerfungen tragen ebenfalls dazu bei, dieses Bild noch mehr zu stören. Meine Eintragungen in die Karte von dieser Stelle will ich noch mit einigen Worten verständlicher machen: Die beiden aus roten Aptychenkalken bestehenden Streifen zwischen Unterboden und der unteren Leger Alpe, welche ursprünglich als Schuppe zusammenhingen, sind durch eine Verwerfung derart voneinander getrennt worden, daß der südliche Streifen gegen den nördlichen in die Tiefe gesunken ist; außerdem sind beide Streifen zusammen längs einer der vorigen parallelen Verwerfung, welche den nördlichen Streifen im Norden begrenzt, abgesunken. Auf beiden Aptychenschichtstreifen liegen Allgäu-Schichten, welche überschoben sind und tektonisch zur oberen Schubmasse des Heiterberges gehören. Während die Fleckenmergel auf dem nördlichen Streifen durch die Erosion beinahe vollständig abgetragen wurden, und nur noch als kleiner Rest im Sulzbach anstehen, liegen sie auf dem südlichen Streifen noch in ziemlicher Ausdehnung. Auf diesem werden sie weniger schnell abgetragen, da der nördliche, tektonisch höhere Streifen harter Aptychenkalke sie vor der Erosion schützt. Etwas oberhalb der unteren Leger Alpe und ungefähr in nördlicher Richtung von derselben ist eine Partie Aptychen-Schichten in die steil aufgerichteten und gefältelten Schichten der Fleckenmergel förmlich hineingepreßt worden und wurde jedenfalls bei der Verlagerung durch die obere Schubmasse von der Schuppe losgerissen. Noch weiter nördlich gegen die Alpe Wanne zu, aber noch südlich von der hier durchziehenden Verwerfung, sieht man die eigentliche Schubfläche, welche die beiden Gebirgsteile trennt, am Hang austreten. Dickbankige, nahezu flachliegende obere rhätische Kalke überschieben an dieser Stelle diskordant dünnschieferige, steil aufgerichtete Kössener Mergel. Von hier bis zur unteren Leger Alpe wird die Überschiebungslinie durch Gehängeschutt verdeckt. In nächster Nähe dieser Alpe wird sie durch die eine der beiden Parallelverwerfungen abgeschnitten und springt längs derselben gegen den Sulzbach zurück, wo sie als Grenzlinie zwischen den Aptychen-Schichten und den Fleckenmergeln wieder auftritt; längs der anderen Parallelverwerfung springt sie um ungefähr den gleichen Betrag wieder vor und bildet von hier bis Unterboden wiederum

die Grenze zwischen den Gesteinen der beiden zuletzt genannten Formationen. In ihrem letzten Verlauf nahe der Mündung des Sulzbaches in die Bregenzer Ach ist sie durch diluviale Ablagerungen verdeckt und auch auf der anderen Achseite innerhalb der Fleckenmergel nicht mehr zu beobachten. Auf der Nordseite des Heiterberges ist der Austritt der Überschiebungslinie mit vollkommener Genauigkeit nur auf dem Grat zu beobachten, der sich vom Gaisfuß nach Norden zum Kamm der Üntschenspitz senkt. Hier stehen mit beinahe rechtwinkliger Diskordanz steil aufgerichtete Kössener Kalke, welche die Nordseite des Gaisfuß aufbauen, auf flachliegenden Kössener Mergeln, welche zum tektonisch tieferen Teil des Heiterberges gehören. Von hier gegen Osten ist die Überschiebungslinie zwar durch Gehängeschutt verdeckt, doch kann ihr Verlauf dennoch mit ziemlicher Genauigkeit erkannt werden, da überall zwischen den Schichten der beiden Gebirgsteile die gleiche Diskordanz besteht, die um so leichter zu beobachten ist, als auch der Hauptdolomit des tieferen Teiles sehr deutliche und nur schwach gegen Süden geneigte Schichtung zeigt. Nordöstlich von der oberen Leger Alpe erreichen die Kössener Schichten eine Mächtigkeit von 250 m; daß dieselbe keine normale ist, sondern sich infolge mindestens einer Überschiebung der Schichten wiederholen, steht außer Zweifel. Da jedoch hier nur eine unwesentliche Diskordanz zwischen den Schichten beider Teile zu beobachten ist, so kann der Verlauf der Überschiebungslinie nicht genau angegeben werden.

Es kann nicht verkannt werden, daß der tektonische Bau des Heiterberges mit dem der Künzelspitzen und des Widderstein insofern in großen Zügen Ähnlichkeit besitzt, als bei allen drei Bergen eine große Überschiebung jeden derselben in zwei Massen teilt, zwischen welche während ihrer Verlagerung kleinere Schuppen keilförmig eingeklemmt wurden, an deren Bau die Gesteine der Aptychen-Schichten wesentlichen Anteil nehmen. Der Unterschied im Bau dieser Berge besteht in erster Linie darin, daß beim Widderstein und den Künzelspitzen die oberen Schubmassen beinahe nur von Hauptdolomit aufgebaut werden, während sich derselbe am Bau des Gipfelmassivs des Heiterberges nur in geringem Maße beteiligt, in zweiter Linie darin, daß bei dem zuletzt genannten Berg im Gegensatz zu den beiden anderen die beiden Gebirgsteile nur durch eine relativ kleine

Schuppe Aptychen-Schichten voneinander getrennt werden. Jedenfalls berechtigt diese in großen Zügen auffallende tektonische Ähnlichkeit die Annahme, daß die Hochkünzelspitz, der Heiterberggipfel, der Widderstein und das Gaishorn einerseits, die Niederkünzelspitz, der basale Teil des Heiterberges, der kleine Widderstein und der Liechelkopf andererseits tektonisch zusammengehörige Massen sind. Um diese Zusammengehörigkeit in den Profilen 1—7 leicht kenntlich zu machen, habe ich in denselben die jeweils tektonisch zusammengehörigen Massen ohne Rücksicht auf die Gesteine, welche sie aufbauen, mit denselben Buchstaben des griechischen Alphabetes belegt. Im Bregenzer Achtal erfährt der direkte Zusammenhang dieser Massen eine Störung, indem der westlich dieses Tales gelegene Gebirgsteil gegen den östlichen nach Norden vorgeschoben ist; außerdem ist letzterer gegen ersteren längs einer Spalte abgesunken, deren Austritt mit der vorerwähnten Störungslinie zusammenfällt. Von der Verwerfung nehme ich an, daß sie sekundär auf der schon vorhandenen erstgenannten Störungslinie erfolgte. Durch diese Verwerfung sind, wie Profil 8 zeigt, im Bregenzer Achtal Kössener Schichten in ein tieferes Niveau geraten. Daß tatsächlich, wie auch von Rothpletz angenommen wird, die westliche Talseite gegen die östliche vorgeschoben ist und nicht etwa umgekehrt, erscheint mir nicht nur darin begründet, daß das Künzelmassiv weiter gegen Norden vorgeschoben ist als wie das Heiterbergmassiv, sondern auch darin, daß die Überschiebungsfläche, welche die Hochkünzel von der Niederkünzel trennt, die Sohle des Bregenzer Achtales viel nördlicher trifft wie die Überschiebungsfläche, welche das Heiterbergmassiv in zwei Teile zerlegt. Auch der zum Heiterberg gehörige Teil der Allgäuer Überschiebungslinie würde die Talsohle weiter südlich erreichen, also gegen den westlichen in dieser Richtung zurückspringen, wenn man sich das Heiterbergmassiv so viel wie die vorerwähnte Verwerfung ausmacht, gehoben denkt. Sehr wahrscheinlich ist auch der Heiterberg längs einer ungefähr nordöstlich verlaufenden Verwerfung gegen den Widderstein abgesunken, durch welche die Höhendifferenz von ca. 200 m zu verstehen wäre, unter welcher die den Heiterberg und den Widderstein zerlegenden Schubflächen an den Hängen des oberen Bärgunttales ausstreichen.

4. „Der Tannberg."

(Profile 1, 2, 3, 4.)

Dieses große, orographisch allseitig von tiefen Wassereinschnitten begrenzte Gebirgsland, dessen höchste Erhebung das Aarhorn (2392 m) ist, wird von der Allgäuer und der Lechtaler Schubmasse aufgebaut. Beide Massen beteiligen sich jedoch in sehr verschieden hohem Maße hieran, denn nur noch als ein aus Hauptdolomit bestehender Erosionsrest schwimmt die Lechtaler Schubmasse, den felsigen Kamm des Aarhorns bildend, auf der Allgäuer Schubmasse. Letztere baut den breit ausgedehnten, mächtigen basalen Teil des Tannberges auf. Sie bildet hier ein System wellenförmiger Erhebungen, die in ostnordöstlicher Richtung streichen. Die Formationen, die sich an ihrem Aufbau beteiligen, sind der Hauptdolomit, die Kössener Schichten und die Fleckenmergel. Das Gebiet des Tannbergs grenzt im Norden mit einer Zone von Fleckenmergeln an die bisher besprochenen östlich der Bregenzer Ach gelegenen Berge. Diese Zone erreicht zwischen dem Sulzbach und dem Seebach ihre größte Breite, wird nach Westen allmählich schmäler und bildet am Haldenschwangerkopf, wo sie das Gebiet verläßt, nur noch eine kleine Mulde. An sie grenzt gegen Süden eine sehr bedeutende Aufbiegung aller Schichten. Die Sattellinie derselben läßt sich leicht verfolgen, da zu ihren beiden Seiten die Erosion die Fleckenmergel abgetragen hat und die Kössener Schichten zutage treten. Wo auch diese abgetragen sind, taucht unter ihnen ganz normal der Hauptdolomit hervor. Zwischen dem Bregenzer Achtal und der Hochfläche von Hochkrumbach nimmt der nördliche Flügel dieses Gewölbes eine sehr steile, der südliche eine sehr flache Lage ein. Die Kössener Schichten lassen dies deutlich erkennen; gegen Norden fallen sie mit großer Steilheit unter die Fleckenmergel und stehen auf der südlichen Talseite des Seebaches als schmaler Streifen an, nach Süden gegen den Körbersee zu legen sie sich dagegen mit geringer Neigung auf den Hauptdolomit und bilden hier ausgedehnte Karrenfelder. Östlich von Hochkrumbach nehmen die beiden Flügel des Gewölbes eine gegen die Vertikale symmetrische Lage ein, was ebenfalls am Streichen und Fallen der Kössener Schichten zu erkennen ist; im nördlichen Flügel fallen sie unter durchschnittlich 40° gegen

Norden ein, im südlichen Flügel unter demselben Winkel gegen Süden. Die Firstlinie des Gewölbes steigt aber nicht von der Sohle des Bregenzer Achtales bis zur Höhe des Rauhgehrnrückens gleichmäßig an, sondern erfährt zwischen dem Kälbelesee und Hochkrumbach eine Einsenkung, so daß sich die Kössener Schichten beider Flügel hier wieder vereinigen. Das Gewölbe wird von mehreren quer zu seiner Streichrichtung verlaufenden Verwerfungen getroffen, welche sich besonders im Bereich des nördlichen Flügels dadurch geltend machen, daß sie den schmalen Kössener Streifen in staffelartig gegeneinander verschobene Stücke trennen. Die bedeutendste von ihnen ist die westlichste, die das Nordufer des Körber Sees streift, und in welcher der Abfluß des letzteren kurz nach Verlassen des Seebeckens plötzlich verschwindet; der westliche Teil ist gegen den östlichen in die Tiefe gesunken. Der südliche Flügel des Gewölbes wird durch eine Überschiebung gestört, deren Austritt nicht leicht zu verfolgen ist, da sie sich nur an wenig Stellen durch eine abnormale Folge der Formationen zu erkennen gibt. Wendet man sich vom Körber See in nordöstlicher Richtung gegen den Hintergrund des großen, von steilen Felswänden amphitheatralisch geschlossenen Kessels und folgt einem Pfad, der den unteren Rand der nördlichen Wand begleitet und in der Nähe des P. 1822 ihren oberen Rand erreicht, so sieht man, daß die in den tieferen Teilen des Kessels anstehenden und hier sehr versteinerungsreichen Kössener Mergel unter den die nördliche Wand aufbauenden Hauptdolomit tauchen. Dort, wo der Pfad den oberen Rand des Kessels beinahe erreicht, ist die abnormale Lagerung des Hauptdolomits auf den Kössener Schichten eine kurze Strecke weit gut aufgeschlossen. Hier am Körber See zeigt die Überschiebung die Eigentümlichkeit, daß sich ihre Schubfläche unter einem Neigungswinkel von ungefähr 20^0 gegen WNW. senkt. Nach Westen gegen die Bregenzer Ach zu läßt sich die Überschiebung nicht mehr weit verfolgen, da sie von der, den Körber See berührenden Verwerfung abgeschnitten wird. In der Richtung gegen Hochkrumbach ist sie anfänglich nur ab und zu an der Diskordanz der Schichten zu erkennen. Erst wieder südöstlich von Hochkrumbach ist sie nächst dem P. 1703 durch die erodierende Tätigkeit eines von der Kuchelalpe herabkommenden Wasserfalls gut aufgeschlossen. Dickbankige obere rhätische Kalke haben hier dünnschieferige

Kössener Mergel diskordant überschoben. Obwohl hier die Überschiebung steil gegen Süden einfällt, so kann sie doch mit derjenigen am Körber See identifiziert werden, denn das verschiedenartige Einfallen der Schubfläche hier und dort läßt sich auf die Verwerfungen zurückführen, von welchen sie getroffen wird, und wodurch Teile von ihr leicht sekundär in eine andere Lage gebracht worden sein können. Weiter nach Osten läßt sich diese Überschiebung nicht verfolgen, denn bereits an der Holzbodenalpe zeigen Hauptdolomit, Kössener Schichten, roter Liaskalk und Fleckenmergel vollkommene Konkordanz ihrer Schichten. Bei Wolfegg ziehen die Kössener Schichten des südlichen Gewölbeflügels durch den Krummbach und legen sich auf der anderen Bachseite, ungefähr die Neigung des Berghanges einnehmend, ebenfalls vollkommen konkordant auf den Hauptdolomit, der die Höhe des Rauhgehrnrückens aufbaut. — Eine Überschiebung, deren Austrittslinie der vorbesprochenen ungefähr parallel läuft, läßt sich in kurzer Entfernung südlich von derselben nachweisen. Sie ist identisch mit der Kontaktlinie zwischen den Kössener Schichten und den, die saftigen Weiden der Auenfeld- und der Körber Alpe erzeugenden Allgäu-Schichten. Am auffälligsten ist die Diskordanz, mit welcher die letzteren die ersteren überschieben nordwestlich vom P. 1984 der Körber Alpe und bei P. 1796 südöstlich vom Körber See, wo eine kleine Insel von Fleckenmergeln als Erosionsrest diskordant auf den Kössener Kalken schwimmt. Um die Schilderung des komplizierten tektonischen Bildes zu vervollständigen, welches das um den Körber See gelegene Gelände auszeichnet, und welches bereits die Aufmerksamkeit Richthofens in hohem Maße auf sich gelenkt hatte, muß noch die Verwerfung erwähnt werden, welche mit nordöstlichem Streichen das südöstliche Ufer des Sees trifft. Dadurch, daß der nordwestlich dieser Verwerfung gelegene Teil in die Tiefe gesunken ist, grenzen die, das südliche Ufer des Sees umsäumenden Fleckenmergel diskordant an den Hauptdolomit und die Kössener Schichten, welche eine steile, bis ins Bett der Bregenzer Ach reichende Felswand bilden. Westlich und südwestlich vom Körber See ragen große, aus Kössener Kalk bestehende Felsblöcke aus dem Weideboden heraus, die man beim ersten Anblick für anstehend halten möchte. Begeht man aber den Rücken, der P. 1685 mit der Alphütte 1552 m ver-

bindet, so findet man neben dem schmalen Pfad, der die Höhe dieses Rückens begleitet, liasische Mergel und Hornsteine im Boden anstehen. Besonders in der Nähe der Alphütte kann man an mehreren Stellen deutlich sehen, daß die Kössener Blöcke auf den Lias-Schichten liegen. Vermutlich sind sie durch Gletscher hierher transportiert worden, denn hierfür sprechen auch vereinzelte rote Liaskalkblöcke, welche mit ihnen, wie die Blöcke eines Felsenmeeres, wirr durcheinander liegen. — Nicht minder kompliziert wie am Körber See sind die Verhältnisse an der Kuchelalpe, durch welche Profil 2 gelegt ist. Letzteres gibt uns mit der Karte zusammen ein Bild, welches die Verhältnisse etwas einfacher darstellt als wie sie in Wirklichkeit sind, denn einige kleinere, ungefähr ostwestlich streichende Verwerfungen von sehr geringer Sprunghöhe sind tektonisch zu unbedeutend, als daß es sich lohnte, sie auf Kosten der Klarheit des Bildes einzutragen. Letzteres wird überdies durch einen großen Bergsturz, dessen Massen sich von den oberen Hängen der Kuchelalpe losgelöst und hier unter den Kössener Schichten zwei schmale Streifen Hauptdolomit aufgedeckt haben, reichlich verschleiert.

Der Aufbau des Aarhorns hatte bereits Richthofens Interesse in hohem Maße erregt. Das vollkommen isolierte, von jüngeren Schichten inselartig umschlossene Auftreten des Hauptdolomits erklärte er sich derart, daß am Tannberg radial gegen das Aarhorn gerichtete Kräfte wirkten, welche auch eine zentralisierte Hebung der Schichten verursachten und schließlich zu einem Emporbrechen des tieferen Hauptdolomits führten. Er wurde in dieser Anschauung durch eine Zone von Kössener Schichten bestärkt, welche den Hauptdolomit von den Fleckenmergeln trennt, die es daher als wahrscheinlich erscheinen läßt, daß Hauptdolomit, Kössener Schichten und Fleckenmergel sich hier in gegenseitig normaler Lagerungsweise berühren. Erst die eingehenden Untersuchungen durch Rothpletz haben gezeigt, daß der den Gipfel des Aarhorns bildende Hauptdolomit einer neuen Schubmasse angehört, die mit einer gegen Süden schwach geneigten Fläche diskordant auf jüngeren Formationsgliedern ruht. — Drei der Nordseite des Aarhorns vorgelagerte Gipfel, von denen der westliche Aufelder Horn, der östliche Warther Horn heißt, werden von der soeben erwähnten Zone von Kössener Kalken aufgebaut. Am Warther Horn biegen diese unter einem

rechten, eher etwas spitzen Winkel gegen Süden um und begleiten die ganze Ostseite des Aarhorns; während sie auf der Nordseite des Berges steil aufgerichtet sind und sich an die ihnen nördlich vorgelagerten Fleckenmergel meist konkordant anlehnen, liegen sie auf der ganzen Ostseite flach und mit vollkommener Diskordanz auf den hier ebenfalls steil aufgerichteten mergeligen Schichten. Diese Tatsache beweist, daß die den Dolomit des Aarhorns umsäumende Kössener Kalkzone eine auf Fleckenmergeln schwimmende Schubmasse sein muß. Die im Norden an sie grenzenden Fleckenmergel sind mitüberschoben, doch läßt sich die Grenze zwischen diesen und den nicht überschobenen in dem teils grasbewachsenen, teils durch viel Gehängeschutt verdeckten Gelände der Nordseite nicht genau feststellen. Man könnte vermuten, daß der Hauptdolomit des Aarhorns mit den ihn basal berührenden Kössener Schichten in normalem Kontakte stünde und beim Schube beide Formationen in dies verkehrte Lagerungsverhältnis geraten seien. Hiergegen spricht jedoch die Tatsache, daß auf der Westseite die Kössener Schichten von Hauptdolomit diskordant abgeschnitten und überschoben werden. Der Austritt der Schubfläche ist hier sehr gut aufgeschlossen und leicht zugänglich. Aber auch an anderen Stellen der Nord- und Ostseite des Berges lassen sich Diskordanzen zwischen den Gesteinschichten beider Formationen nachweisen. Kössener Schichten und Hauptdolomit bilden somit zwei verschiedene Schubmassen. Von diesen betrachte ich nur die obere als Erosionsrest der Lechtaler Schubmasse. Bei ihrer Verlagerung hat sie die tektonisch tiefere Masse der Kössener Schichten mitgenommen, und beide zusammen liegen nun diskordant auf den Fleckenmergeln. Von der unteren Kössener Scholle läßt sich nicht vollkommen einwandsfrei feststellen, wo sie herkommt, d. h. wo sie ursprünglich mit der Allgäuer Schubmasse zusammenhing. Am naheliegendsten ist die Annahme, daß sie dem First des Gewölbes angehörte, das bei Bürstegg durch den Lech zieht, und daß sie durch den Schub der Lechtaler Masse von diesem Gewölbe getrennt und um die verhältnismäßig kurze Entfernung von rund 2000 m gegen Nordwesten fortgeschleppt wurde. Die soeben besprochene Auffassungsweise über den Bau des Aarhorns habe ich auch im Profil 3 zum Ausdruck gebracht. — Etwas kompliziert ist es im Bereich seines

nordöstlichen Vorgipfels, des Warther Horns aufgebaut. Dieses wird außer von den beiden Hauptüberschiebungen noch von zwei Verwerfungen und einer kleineren schuppenartigen Überschiebung getroffen. Von den beiden Verwerfungen ist die, welche durch den Gipfel des Warther Horns geht, die bedeutendere; durch sie grenzen die Fleckenmergel mit einigen roten Liaskalken diskordant an die Kössener Schichten. — Dass die Kössener Kalke zwischen Bürstegg und dem Lech als echtes Gewölbe aus der Tiefe hervortauchen und mit den sie berührenden Fleckenmergeln in normalem Kontakt stehen, beweisen die längs dieser Kontaktlinie sehr gut ausgebildeten roten Liaskalke. Auf den vorzüglichen Aufschluß im Lechtal etwas unterhalb von der Mündung des Gaisbaches in den Lech, wo die Schichten dieser Formationsglieder vollkommen ungestört aufeinander liegen, habe ich bereits im stratigraphischen Teil hingewiesen. Da die Streichrichtung des Gewölbes von der Flußrichtung nur wenig divergiert, so wandert man, wenn man von diesem Aufschluß aus der Fahrstraße in der Richtung lechabwärts folgt, noch lange Zeit in Kössener Kalken. Wo die Straße diese verläßt, setzt wieder ein schmaler Streifen roter Liaskalke quer durchs Tal. Ein großer, mehrere Meter hoher, dunkelrot gefärbter Kalkblock, der unmittelbar neben der Straße steht, fällt sofort ins Auge. Eine kurze Strecke weiter lechabwärts wandernd, gelangt man eigentümlicherweise wieder in Kössener Kalke, die hier zwar eine viel geringere Mächtigkeit besitzen, aber ebenfalls ein, wenn auch sehr verzerrtes Gewölbe aufzubauen scheinen. Sie und die Kössener Kalke des vorerwähnten Gewölbes sieht man an den jenseitigen Talhängen unter die Fleckenmergel tauchen. Zwischen der bedeutenden wellenförmigen Erhebung, welche wir von der Sohle des Bregenzer Achtales über Hochkrumbach bis auf die Höhe des Rauhgehrnrückens verfolgt hatten und dem zuletzt erwähnten, das Lechtal bei Bürstegg querenden Gewölbe findet wahrscheinlich eine dritte, mittlere, auch nicht unbedeutende Aufbiegung der Gesteinsschichten statt. Auf dem First dieses Gewölbes, dessen Streichrichtung mit den beiden benachbarten Gewölben parallel, also ungefähr ostnordöstlich verläuft, ruhen die Gipfelmassen des Aarhorns; am östlichen Rande unseres Gebietes baut es den kleinen Teschenberg auf, der die Gemeinden Warth und Teschenberg trägt. Hier treten unter den Flecken-

mergeln wieder die Kössener Kalke zutage, und da diese auf der Südseite des Berges mit dem Gehänge in gleicher Weise streichen und fallen, bedecken sie eine größere Bodenfläche.

Über das interessante Vorkommen von Flyschschiefern, die im Tal des Seebaches Allgäuschiefern normal eingelagert zu sein scheinen, habe ich bereits im stratigraphischen Teil eingehend berichtet.

5. Johanneskopf, Braunarlspitz (Kleinspitz), Mohnenfluh, Juppenspitz, Hochberg, Rothorn.

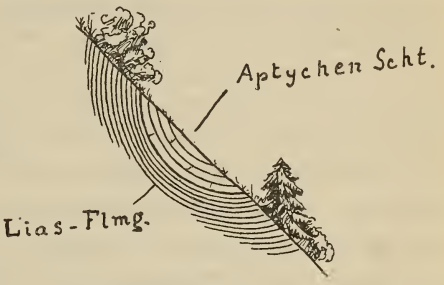
(Profile 7, 8, 9, 10, 12, 13.)

Diese Gruppe von Bergen wird durch die Schubfläche der Lechtaler Überschiebung, deren Außenrand wir bereits an früherer Stelle verfolgt hatten, in zwei Teile zerlegt. Der basale Teil gehört der Allgäuer Schubmasse an; seine höchsten Erhebungen sind die Juppenspitze, der Hochberg und das Rothorn; er wird von Hauptdolomit, Kössener Schichten, roten Liaskalken, Lias-Fleckenmergeln, Aptychenschichten und Flysch aufgebaut. Der überschobene Teil, dessen höchste Erhebungen der Johanneskopf, die Hochlichtspitze, die Braunarlspitze (Kleinspitz) und die Mohnenfluh sind, und die aus Hauptdolomit bestehen, gehört der Lechtaler Schubmasse an. Kriegerhorn und Spillmahder sind zwei kleinere Berge dieser Schubmasse, die von Arlberg-Schichten gebildet werden. Hauptdolomit und Arlberg-Schichten sind somit die beiden Formationsglieder, welche am Aufbau der Lechtaler Schubmasse innerhalb unseres Gebietes den wesentlichsten Anteil nehmen. Muschelkalk, Gips der Raibler Schichten und Kössener Schichten spielen ihnen gegenüber, wie die Karte und die Profile zeigen, nur eine sehr unbedeutende Rolle. Beide Gebirgsteile besitzen somit in der Zusammensetzung der sie aufbauenden Formationsglieder sehr verschiedenes Aussehen, denn während beim basalen Teil der Hauptdolomit das älteste Glied ist, ist er beim überschobenen Teil, wenn man von einem geringen Vorkommen von Kössener Schichten am Nordgrat der Braunarlspitze absieht, das jüngste Glied. Aber auch in ihrem tektonischen Bau weisen beide Teile sehr verschiedenes Aussehen auf. Der basale zeigt uns das für die Allgäuer und Vorarlberger Berge charakteristische Bild der Schuppenstruktur in vollkommenster Weise, der überschobene dagegen ein großes, verhältnismäßig ungestörtes

Gewölbe. (Vgl. S. 77.) Dies verschiedenartige tektonische Aussehen beider Teile ist dynamisch leicht zu erklären, denn während die Gesteinsschichten des basalen Teils unter der Last der sich über sie hinwälzenden Lechtaler Schubmasse sich schuppenförmig überschoben, konnte sich diese nach oben hin frei ausdehnen und ihre Gesteinsschichten konnten ihre gegenseitige Lage bewahren.

Ich beginne mit der Beschreibung der westlichen Hälfte des basalen Teiles, welche Hochberg und Rothorn aufbaut. Prof. 8, welches in nord-südlicher Richtung durch die Treu-Alpe im Bregenzer Achtal, den Hochberg (P. 2301) und den östlichen Vorgipfel der Braunarlspitze (P. 2448) gelegt ist, zeigt uns, daß bei der Treu Alpe Hauptdolomit, Kössener Schichten, rote Liaskalke und Fleckenmergel normal aufeinander liegen. Ein ziemlich bedeutender Wasserfall, der vom Nordrand des Hochberges herabkommt, hat die roten Liaskalke gut aufgeschlossen Diese und die Kössener Kalke erzeugen die Weideböden, welche die kleine Bergterrasse bedecken, auf der die Alphütte steht und über welche der Weg von Schroecken resp. von Unterboden auf den Schadonapaß und ins große Walsertal hinüberführt. Die Fleckenmergel erreichen auf der Nordseite des Hochberges eine Schichtenmächtigkeit von ungefähr 1200 m, die jedoch, wie wir sehen werden, nur eine scheinbare ist. Die Fleckenmergel werden von Aptychen-Schichten überlagert. Auf diese legen sich Konglomerate und mergelige Schichten des Flysch; dann folgen wiederum in umgekehrter Reihenfolge Aptychen-Schichten und Fleckenmergel, welch letztere den Gipfel des Berges und den sich von ihm nach Osten allmählich senkenden Rücken bilden (P. 2356 ist entgegen der Kartenangabe viel niedriger wie der 2301 m hohe Hauptgipfel). Schon die angegebene Reihenfolge der Formationsglieder berechtigt in hohem Maße die Vermutung, daß es sich in der Gipfelregion des Hochberges um eine stark nach Norden übergelegte Mulde handelt. Diese Vermutung findet eine Bestätigung, wenn man von Schroecken aus den Weg auf die Braunarlspitze folgt, wo man bei der Gletscheralpe die roten Aptychen-Schichten in vorzüglicher Weise den hier von Flyschmergeln gebildeten Kern muldenförmig umgreifen sieht. Die beiden roten Bänder, welche man von Schroeken aus hoch oben den Kamm des Hochberges bis hinüber zum Rothorn begleiten sieht, gehören somit den beiden Schenkeln dieser Mulde an. Das

scharfe Umbiegen der letzteren bei der Gletscheralpe kann man übrigens vom Wege aus, der von Schroecken über das Auenfelder Joch hinüber ins Lechtal führt, mit bloßem Auge gut erkennen. Ob nordwestlich von der Gletscheralpe der den Kern aufbauende Flysch in normaler Weise die Lias-Fleckenmergel überlagert, auf welche Möglichkeit bereits Escher an anderen Lokalitäten hingewiesen hat oder ob hier eine Störung diesen Kontakt verursachte, konnte ich nicht entscheiden. Wenn daher die Möglichkeit nicht direkt auszuschließen ist, daß die Aptychen- und Flysch-Schichten des östlichen Muldenteiles durch eine Schubbewegung in ihren jetzigen Kontakt mit den Lias-Fleckenmergel geraten sind, so zeigt uns der westliche Teil der Mulde eine stellenweise so vorzüglich aufgeschlossene vollkommene Konkordanz zwischen den Aptychen-Schichten und den Lias-Fleckenmergeln, daß hier eine tektonische Störung zwischen diesen beiden Formationsgliedern ganz ausgeschlossen erscheint. Wähners Behauptung (Das Sonnwendgebirge p. 157), er hielte es für unmöglich, daß, wie öfter behauptet wird, die oberjurasischen Aptychenkalke in normaler Weise das unmittelbar Hangende des alpinen Lias darstellten, und, wo solche Lagerungsverhältnisse ausnahmsweise vorkommen, diese nur auf tektonischen Störungen beruhen könnten, findet schon hier einen vollen Gegenbeweis. Die Tatsache, daß Aptychen-Schichten wenigstens in unserem Gebiet wohl in normaler Weise den alpinen Lias überlagern können, wird zur unumstößlichen Gewißheit, wenn man direkt von der Treualpe aus auf einem kleinen Fußpfad an den Nordhängen des Hochberges emporsteigt, wo man in einer Höhe von ungefähr 1900 m einen Aufschluß erreicht, der den Kontakt zwischen den beiden Formationen im Querschnitt zeigt. Der Streifen Aptychen-Schichten, der sich vom Gipfel des Rothorns nach Osten zieht, endigt hier in der westlichen Wand einer steilen Runse, welche, vom Rand der östlichen Wand aus betrachtet, obenstehendes Bild zeigt. Man sieht hier in vorzüglicher Weise, wie die Aptychen-Schichten als Kern einer Mulde den Lias-



Fleckenmergeln vollkommen konkordant eingelagert sind; sie wurden also mit diesen gleichzeitig und vor Beginn der großen Überschiebungen gefaltet. Die Mulde nimmt nach Westen an Breite und Tiefe schnell zu, so daß am Rothorn das Hangende der Aptychen-Schichten, der Flysch hinzutritt, der nun den Kern der Mulde ausfüllt. Im nächsten Kontakt mit den Aptychen-Schichten steht ein sehr grobes Konglomerat, das am Aufbau des Rothorngipfels teilnimmt. Die Mulde ist, wie Prof. 7 zeigt, steil aufgerichtet und etwas nach Norden überkippt. Ihr hangender Schenkel wird von der von Aptychen-Schichten und Flysch gebildeten Mulde, welche sich vom Hochberg nach Westen in die Einsattelung zwischen dem Rothorn und P. 2220 zieht, abgeschnitten. Aber auch von dieser Hochbergmulde, um diese und die Rothornmulde kurz so zu bezeichnen, ist in der genannten Einsattelung nur noch ein sehr kleiner Teil vorhanden, denn hier wird sie nicht nur nach unten, sondern auch nach oben von je einer Überschiebung begrenzt, die nur noch von ihrem Flyschkern eine schmale Zone zutage treten lassen. Über die Aptychen-Schichten und den Flysch der Hochbergmulde schiebt sich wiederum eine schmale Zone derselben Gesteine, welche sich von der Einsattelung zwischen dem Hochberg und P. 2229 nach der vorbesprochenen Einsattelung zwischen Rothorn und P. 2220 zieht. Dann wird das ganze Hochberg-Rothornmassiv von einer zusammenhängenden Hauptdolomitdecke überschoben, unter welcher südlich vom Rothorn das westliche Ende der Hochbergmulde vollends verschwindet, so daß auf der Westseite des Rothorns gegen das große Walsertal zu nur noch die Rothornmulde und von dieser nur noch der liegende Schenkel vorhanden ist.

Ehe ich auf die Hauptdolomitdecke zurückkomme, will ich auf die komplizierten Verhältnisse kurz eingehen, welche nördlich vom Rothorn gegen den Schadonapaß zu herrschen. Unter den zahlreichen Störungen, welche ein verhältnismäßig kleines Areal durchziehen, kommt nur zwei derselben, einer Verwerfung und einer Überschiebung größere tektonische Bedeutung zu. Erstere, ostwestlich streichend, kann eventuell als Fortsetzung der Verwerfung aufgefaßt werden, längs welcher der untere Teil des Schanztobels seinen Lauf nimmt. Durch sie tritt auf der Schadonaalpe das Liegende der dort anstehenden Kössener Schichten, der Hauptdolomit zutage, gegen den die in nächster

Nähe anstehenden roten Liaskalke und Fleckenmergel eine diskordante und tiefere Lage einnehmen. Durch die Überschiebung ist eine kleine Schuppe Aptychen-Schichten zwischen Kössener Kalke und Fleckenmergel keilförmig eingeschlossen worden. Das von Aptychen erfüllte Gestein steht auf dem Grat, der das Rothorn mit dem Schadona Paß verbindet, an. Der Austritt der Schubfläche läßt sich nach Osten nicht weit verfolgen, da die Schuppe nur sehr geringe Ausdehnung besitzt und daher östlich und westlich vom Grat Kössener Schichten und Fleckenmergel in normalem Kontakt miteinander stehen. Jedenfalls kann aber angenommen werden, daß diese Überschiebung und diejenige, welche die Hochbergmulde von der Rothornmulde tektonisch trennt, die scheinbare Schichtenmächtigkeit der Lias-Fleckenmergel am Hochberg von 1200 m erzeugt. Auf der Heimwaldalpe im großen Walsertal stehen südsüdöstlich von P. 1880 ebenfalls Aptychenkalke in direktem Kontakt mit Kössener Kalken. Erstere gehören sicher zur selben vorerwähnten Schuppe, welche auf dem NO.-Grat des Rothorns ansteht, doch ist der Teil der ursprünglich zusammenhängenden Überschiebungslinie, der die Verbindung herstellt, zwischen dem am vorerwähnten Grat anstehenden Stück und dem am südsüdöstlich von P. 1880 anstehenden Stück durch eine nordöstlich streichende Verwerfung in die Tiefe gesunken. Da ich die zahlreichen, das Gebiet des Schadonapasses durchziehenden Störungen nicht weiter nach Westen verfolgte, konnte ich mich von ihnen nicht in vollständig einwandfreier Weise überzeugen; es ist daher möglich, daß bei einer von Westen her vorgenommenen Kartierung die hier herrschenden komplizierten Verhältnisse etwas anders aufgefaßt werden.

Die Juppenspitze, welche den Kulminationspunkt der östlichen Hälfte des basalen Gebirgsteiles bildet, zeigt uns ein Bild der Schuppenstruktur, wie man es nicht nur in unserem Gebiet, sondern auch in ganz Vorarlberg und im Allgäu kaum in charakteristischerer und vollkommenerer Weise wiederfindet. Vier Überschiebungen, von denen drei auf der Nordseite dieses Berges austreten, während die vierte die Einsattelung zwischen seinem Gipfel und der Mohnenfluh durchzieht, teilen ihn in mehrere Schuppen. Die oberste Schuppe wird von der Lechtaler Schubmasse überschoben, welche jedoch am Aufbau der Juppenspitze nicht teilnimmt. Fig. 12 zeigt uns die drei, die Nordseite des

Berges durchziehenden Überschiebungslinien. Prof. 10 ist in nordwest-südöstlicher Richtung durch den Gipfel der Juppen Spitze gelegt und zeigt die Schuppenstruktur ebenfalls in sehr deutlicher Weise. Die Schuppen, sowie die Lechtaler Schubmasse habe ich mit griechischen Buchstaben bezeichnet, um die tektonische Zusammengehörigkeit von ihnen mit den westlich von ihnen gelegenen Gebirgsteilen, welche dieselben Buchstaben erhielten, übersichtlicher zu gestalten. Bei der Juppenspitze besteht der tiefste Teil δ, der nur nach oben hin von einer Schubfläche begrenzt wird, also nicht als Schuppe bezeichnet werden kann, nur aus Fleckenmergeln. Er wird überschoben von Schuppe ε, welche aus Hauptdolomit und Kössener Kalken besteht. Diese beiden Formationsglieder beteiligen sich derart an ihrem Aufbau, daß ihr östlicher Teil nur aus Kössener Kalken, ihr westlicher nur aus Hauptdolomit besteht. Die Kontaktzone zwischen beiden Gliedern, obwohl durch die Schubbewegung etwas gestört und größtenteils von einem Bergsturz verdeckt, zeigt, daß die Kössener Kalke den Hauptdolomit normal überlagern. Dieser senkt sich langsam nach Westen gegen den Hintergrund des Gletschertobels, dessen Talsohle er, nachdem er eine kurze Strecke weit von Gehängeschutt verdeckt wird, bei ungefähr 1550 m erreicht. Die Überschiebungsfläche zwischen dem Hauptdolomit und den zu ihm basalen Allgäuschiefern ist im Bett dieses Tobels vorzüglich aufgeschlossen; eine Reihe von Quellen entspringen hier an ihrer Austrittslinie. Die Mächtigkeit des Hauptdolomits hat gleichzeitig von Osten nach Westen allmählich abgenommen, so daß er sich auf der Nordseite des Tobels nur noch als eine wenig mächtige Scholle an den Berghang anlehnt. Gegen Westen bricht diese an einer Verwerfung ab, deren westlicher Teil in die Tiefe gesunken ist. Schuppe ζ wird im Bereich der Juppen Spitz beinahe ausschließlich von Fleckenmergeln aufgebaut, auf denen ostsüdöstlich vom Gipfel nur noch ein kleiner Rest von Aptychen-Schichten liegt. Die Fleckenmergel dieser Schuppe bilden den weitaus größten Teil der vom Gipfel steil gegen Norden abfallenden Wand. Nördlich vom Butzensee legt sich ein aus Hauptdolomit und Kössener Kalken bestehendes viereckiges Flächenstück diskordant auf die Fleckenmergel; daß diese von drei Seiten unter das Flächenstück tauchen, letzteres also auf ihnen schwimmt, läßt sich an einigen Stellen deutlich erkennen, wenn man die

Grenze zwischen beiden Teilen abgeht. Durch welche Störung diese Gesteinsmassen und der in kurzer Entfernung westlich von ihnen gelegene kleinere Flecken Hauptdolomit in diese eigentümliche Lagerungsweise geraten sind, ist mir unklar geblieben. Jedenfalls ist die Annahme berechtigt, daß beide Stücke tektonisch zur nächst höheren Schuppe η gehören, mit welcher das größere Stück an seinem oberen Rande auch in unmittelbarem Zusammenhang steht. Ich vermute also, daß die Fleckenmergel, welche die Nordwand der Juppenspitze aufbauen, von Osten her unter das vorerwähnte Flächenstück tauchen und an dessen westlichem Rande wieder zutage treten; in diesem Fall hängen sie mit den Fleckenmergeln zusammen, welche am Aufbau der Hochbergmulde teilnehmen. Für diesen Zusammenhang sprechen auch die beiden Umstände, daß östlich und westlich von dem Flächenstück die Schichten der Fleckenmergel in gleicher Weise streichen und fallen und ferner, daß sich die Fleckenmergel von der Höhe des Hochberges zur Gletscheralpe hinab und an der südlichen Begrenzung des Flächenstücks entlang bis zur Nordwand der Juppenspitze in dauerndem Zusammenhang im anstehenden Gestein verfolgen lassen. — Die in diesem Kapitel bisher besprochenen tektonischen Verhältnisse des basalen Gebirgsteiles lassen sich somit in folgender Weise kurz zusammenfassen: Die aus Fleckenmergeln, Aptychen-Schichten und Flysch bestehende Rothornmulde im Westen hängt mit den Fleckenmergeln tektonisch zusammen, welche den Fuß der Juppenspitze bilden, ferner die ebenfalls aus Fleckenmergeln, Aptychen Schichten und Flysch bestehende Hochbergmulde mit den Fleckenmergeln, welche die Nordwand der Juppenspitze aufbauen. Beide Teile werden nur im Bereich der Juppenspitze und des östlichen Teiles des Hochberges durch eine Zone von Hauptdolomit und Kössener Kalken voneinander getrennt.

Schuppe ζ wird von Schuppe η überschoben. Diese besteht aus Hauptdolomit und Kössener Kalken, von denen letztere den Gipfel der Juppenspitze aufbauen und als obere rhätische Kalke ausgebildet sind. Da auf der Ostseite dieses Berges die Gesteine beider Formationsglieder weder durch Gehängeschutt noch durch Wiesenboden verdeckt werden, kann man hier sehr schön beobachten, wie bei völligem Fehlen mergeliger Schichten sich der obere Dachsteinkalk direkt auf den Hauptdolomit legt. Daß nicht

etwa die Kössener Mergel bei der Schubbewegung ausgewalzt wurden, beweisen einige größere Felspartien, welche bei vollständiger Konkordanz der Schichtung den allmählichen Übergang des einen Formationsgliedes in das andere zeigen. In der Nähe des Gipfels sind die Kalke reich an den großen herzförmigen Schalenquerschnitten des Megalodon. Auf der unteren Auenfeldalpe erreicht Schuppe η, indem sie sich vom Gipfel der Juppenpitze herabsenkt, ihr östliches Ende, welches nur aus Hauptdolomit besteht. Die Fläche, auf welcher dieser die zu ihm basalen Fleckenmergel überschoben hat, ist gegen OSO geneigt, was seine gegen Osten stumpfe Begrenzung erklärt. Ob der Hauptdolomit, der auf der Gaisbühelalpe als Erosionsrest auf Aptychen-Schichten und Fleckenmergeln schwimmt und die im Bett des Kitzbaches anstehenden Kössener Schichten und Hauptdolomit mit ihm ursprünglich zusammenhingen, läßt sich nicht nachweisen, da es unmöglich ist, den Verlauf tektonischer Linien in den hier besonders weichen und bis tief ins Erdinnere verwitterten mergeligen Schichten zu verfolgen. Aus diesem Grunde habe ich es unterlassen, eine als zu hypothetisch betrachtete Linie in die Karte einzutragen. Nur in Prof. 12 habe ich durch die Bezeichnung mit griechischen Buchstaben die vorerwähnte mögliche Zusammengehörigkeit hervorgehoben. Vom Gipfel der Juppenspitze senkt sich die Schuppe η, indem sie das Nordgehänge der Mohnenfluh quert, langsam gegen Westen, wo sie an der Verwerfung abbricht, an welcher weiter nördlich auch die tiefere Schuppe ε ihr Ende erreicht. Obwohl von Westen her kein Hauptdolomit bis an diese Verwerfung grenzt, der als Fortsetzung der Schuppe η aufgefaßt werden kann, so besteht doch beinahe kein Zweifel, daß der Hauptdolomit, der als schmaler, zusammenhängender Streifen von der Gletscheralpe zur Einsattelung zwischen Braunarlspitz und Hochberg hinaufzieht und sich auf der anderen Jochseite zu einer großen Dolomitdecke ausdehnt, mit ihr tektonisch identisch ist. Die Trennung beider Teile betrachte ich als eine nur an der Erdoberfläche scheinbare. Ich nehme an, wie dies auch die Karte und Prof. 9 zeigt, daß infolge der Schubbewegungen der Hauptdolomit auf eine kurze Entfernung unter die ihn überschiebenden Fleckenmergel der nächsthöheren Schuppe ϑ taucht. Diese wird nach oben und unten von Schubflächen begrenzt, welche gegen das Erdinnere zu divergieren. Hierdurch erklärt

sich der Verlauf der Austrittslinien beider Flächen. Während die Linien auf der Nordseite der Braunarlspitze und der Mohnenfluh nur eine schmale Zone begrenzen, gehen sie gegen die Berger Alpe nördlich vom Kriegerhorn zu plötzlich weitauseinander. Diese Erscheinung ist allerdings nur zum Teil auf die Divergenz der beiden Schubflächen zurückzuführen, denn das buchtenförmige Ausbiegen der oberen Überschiebungslinie gegen den Spillmahder zu ist eine Erosionserscheinung. Der Bau der Schuppe ϑ ist bis auf die Partie nördlich von der Braunarlspitze einfach. Auf der Berger Alpe werden Fleckenmergel von Aptychen-Schichten und Flysch, der hier hauptsächlich aus einem sehr groben Konglomerat besteht überlagert. Ob letzterer normal auf ihnen liegt, oder ob beide Formationsglieder durch eine Überschiebungsfläche tektonisch voneinander getrennt sind, konnte ich nicht entscheiden. Nördlich und nordöstlich von der Braunarlspitze schieben sich Kössener Schichten, Fleckenmergel, Aptychen Schichten und Flysch so regellos übereinander, daß es hier überhaupt nicht möglich ist, von den sehr komplizierten tektonischen Verhältnissen ein vollkommen einwandfreies Bild zu geben. Eine Verwerfung, welche den Lauf des Metzgertobels begleitet, und längs welcher die südliche Talseite in die Tiefe gesunken ist, trennt das westliche Stück der austretenden Schuppe von ihrem übrigen Teil. Die Sprunghöhe der Verwerfung ist eine ziemlich bedeutende, so daß bei P. 1926 der Hauptdolomit der Schuppe η mit dem der Lechtaler Schubmasse (λ) in direktem Kontakt steht. Da auf der Nordwestseite der Braunarlspitze große Flächen von Gehängeschutt bedeckt sind, ist es hier nicht möglich, den genauen Verlauf der Überschiebungslinien anzugeben. Bei den sog. Ochsenköpfen im Tal des Metzgertobels ist in kurzer Entfernung südlich vom P. 1651 der direkte Kontakt zwischen dem Hauptdolomit der Schuppe η und den Fleckenmergeln der Schuppe ϑ vorzüglich aufgeschlossen. Eigentümlicherweise steht die Kontaktfläche hier vollkommen vertikal, sodaß, wenn man die Verhältnisse im Osten nicht kennt, zu der Annahme kommen muß, die durch die Liaszone voneinander getrennten Hauptdolomitmassen hätten ursprünglich als einheitliche Schubmasse zusammengehört, und durch eine Verwerfung sei erst sekundär der nördliche Teil in die Tiefe gesunken. Da man jedoch die nördliche Dolomitdecke gegen Osten über das Joch zwischen Hochberg und Braunarl-

spitze in ununterbrochenem Zusammenhang bis zur Gletscheralpe verfolgen kann, und da sich von ihr im Umkreis der Jochhöhe sehr deutlich erkennen läßt, daß sie zweifellos unter den Dolomit der Braunarlspitze taucht, so muß unbedingt angenommen werden, daß dieselben Verhältnisse auch westlich vom Joch herrschen, d. h. daß auch hier der Hauptdolomit nördlich der Ochsenköpfe unter den südlich derselben taucht. Es muß also der von Aptychen-Schichten normal überlagerte Streifen Fleckenmergel, der vom Alpscheller Gschröff zu den Ochsenköpfen hinüberzieht, der Schuppe ϑ angehören, welche die beiden genannten Dolomitmassen voneinander trennt. Mit den Fleckenmergeln nördlich und westlich vom Rothorn kann sie ursprünglich nicht zusammengehangen haben. (Vgl. Prof. 7.)

Von der Lechtaler Schubmasse habe ich bereits oben (S. 69) gesagt, daß ihr Bau durch ein großes Gewölbe charakterisiert wird. Der First dieses Gewölbes streicht ungefähr in der Richtung Ost-West und läuft über den Gipfel des Spillmahders. Hier und am Zuger Älpele sieht man, jeweils von der gegenüberliegenden Talseite betrachtet, die Schichten des Gewölbes aus dem Lechtal sich erheben und in ungestörtester Weise gegen Norden umbiegen, wo sie erst am Südgehänge der Braunarlspitze durch zwei Verwerfungen gestört werden. Östlich vom Spillmahder baut die Lechtaler Schubmasse das Kriegerhorn auf, dessen gewölberartiger Bau kaum noch zu erkennen ist. Prof. 9, welches durch diesen Berg und durch den Butzensee in nordwest-südöstlicher Richtung gelegt ist, mag beim ersten Anblick etwas hypothetisch erscheinen. Die Annahme, daß am Kriegerhorn und am Sattelkopf zwei Gewölbe herrschen, welche ursprünglich durch eine kleine Mulde miteinander verbunden waren, deren tiefster Teil von der Schubfläche abgeschnitten wurde, wird jedoch aus dem Streichen und Fallen der Schichten bestätigt. Besonders die auf der Nordseite des Kriegerhorns den Arlberg-Schichten vorgelagerten und steil aufgerichteten Schichten des Raiblergips lassen kaum eine andere Auffassungsweise zu als wie die, welche Prof. 13 zeigt. Auch der Umstand, daß in kurzer Entfernung westlich vom Kriegerhorn die Schichten mächtig aufgewölbt wurden, spricht eher dafür, daß bei dem ostwestlichen Streichen der Schichten diese am Kriegerhorn ebenfalls eine Aufwölbung erfuhren und nicht, wie Richthofen

annimmt, eine muldenförmige Einbiegung. Die ganze Kammhöhe des Kriegerhorn wird entgegen den von Richthofen gegebenen Profilen nicht von Hauptdolomit aufgebaut, sondern ausschließlich von Kalken, Mergeln und Rauchwacken der Arlberg-Schichten. Auch Mojsisovics hat bereits darauf hingewiesen, daß Richthofens Darstellungen der südlichen Talseite des Lech zwischen Lech und Zug auf einem Irrtum beruhen müßten, indem dort, wo die durch das Kriegerhorn gelegten Profile Arlbergkalk angeben, von ihm nur Hauptdolomit erkannt wurde. Östlich vom Kriegerhorn nimmt die Mächtigkeit der Lechtaler Schubmasse sehr schnell ab, so daß sie bei den Keckbrunner Alpen nur noch als Decke von geringer Mächtigkeit auf den Fleckenmergeln der Allgäuer Schubmasse liegt. Eine kleine Wasserrinne, deren Quelle am südlichen Rand der Raibler Gipsschichten austritt, hat sie durchschnitten, so daß ihr Liegendes, die soeben genannten Fleckenmergel als schmales Fenster unter ihr zutage treten. Kurz bevor die Rinne den Lech erreicht, hat sie unmittelbar neben der Fahrstraße den Muschelkalk, das normal Liegende der Arlberg-Schichten aufgeschlossen. Prof. 10 ist in nordwest-südöstlicher Richtung längs dieser Rinne gelegt. Über den Bau des Hauptdolomitzuges Johanneskopf, Hochlichtspitz, Braunarlspitz, Mohnenfluh lassen sich nicht viele Angaben machen. Am Johanneskopf, an der Hochlichtspitze und an der Mohnenfluh sind die Schichten meist nur schwach nach Norden geneigt oder liegen flach und lassen vermuten, daß in größerer Tiefe unter ihnen ihr normal Liegendes, die Arlberg-Schichten, folgen, während sie im Bereich der Braunarlspitze meist steil aufgerichtet sind. Die nördlich vom Braunarlgipfel in kurzer Entfernung von ihm ebenfalls nur schwach geneigten Dolomitbänke lassen vermuten, daß der Bau dieses Berges ein Gewölbe ist. Zum Schluß sei noch erwähnt, daß der obere Lauf des Lech zwischen der Tannleger Alpe und der Mündung des Marchbaches von einer Verwerfung begleitet wird, welche nicht unbedeutend zu sein scheint, und welche sich stellenweise durch ein sonst unverständliches Einfallen der Schichten zu erkennen gibt. Wegen der ausgedehnten diluvialen Ablagerungen, welche das Lechtal bedecken, war es mir nicht möglich, von dem Verlauf dieser Verwerfung genauere Anhaltspunkte zu gewinnen; ich vermute, daß sie die südliche Uferseite begleitet und die Fortsetzung ist

von der Verwerfung, welche Skuphos (p. 161) auf der Südseite des Formarinsees beobachtet hat. Eine Verwerfung, die jedoch anscheinend nur geringe Sprunghöhe besitzt, begleitet den unteren Lauf des Johannesbaches.

VI. Geologischer Rückblick.

Wir wollen in großen Zügen betrachten, wie in dem behandelten Teil des hinteren Bregenzer Waldes die Massen zuerst durch die gebirgsbildenden Kräfte aufgerichtet und dann durch die erodierenden Kräfte teilweise wieder abgetragen wurden:

Ein Festland im Bereich unserer heutigen Alpen ragte aus dem Meere heraus, als zur oligocänen Periode durch jenen für die Entwicklungsgeschichte der Alpen so bedeutsamen Zusammenschub neue Massen aus dem Meere emporgehoben wurden und dadurch ein Gebirge entstand, welches zum ersten Male sich mit unserem Alpengebirge vergleichen läßt. Der Schub war in dem Teil der Alpen, in welchem unser Gebiet liegt, in der Richtung von Südosten nach Nordwesten gerichtet und legte alle Schichten bis hinauf zum Flysch in südwest-nordöstlich streichende Falten. Als die Druckkräfte die bereits stark gepreßten und gefalteten Gesteinsschichten nicht noch mehr zu falten vermochten, entstanden zwei große Überschiebungen. Ihre Massen bewegten sich auf im allgemeinen sanft geneigten Flächen in der Richtung von Osten nach Westen. Aber auch innerhalb jeder der beiden Schubmassen wiederholte sich das gleiche Schauspiel; Teile schoben sich über Teile, und es entstand der für die Allgäuer und Lechtaler Berge typische Bau der Schuppenstruktur.

Da unser Gebiet in dem Teil der Alpen liegt, in welchem sich die soeben geschilderten Ereignisse abspielten, so sind in ihm sowohl der oligocäne Faltenbau wie der Bau der Schuppenstruktur in deutlicher Weise ausgeprägt. Der Faltenbau des Gebirges ist in der das Gebiet im Norden begrenzenden Flyschzone sowie am Tannberg an den meist steil aufgerichteten und nordöstlich streichenden Schichten überall zu erkennen. Den Bau der Schuppenstruktur zeigt das an den basalen Flysch im Süden angrenzende überschobene Gebirge ebenfalls in sehr charakteristischer Weise; unter den zahlreichen Zerreißungsflächen, welche dasselbe durchziehen und an seiner Basis be-

grenzen, besitzen zwei besondere tektonische Bedeutung; sie zerlegen unser Gebiet in drei große, tektonisch verschiedene Teile: das basale Gebirge, die Allgäuer Schubmasse und die Lechtaler Schubmasse. Die Allgäuer Überschiebungslinie ist der Austritt der tieferen dieser beiden Zerreißungsflächen, auf welcher die Allgäuer Schubmasse das basale Gebirge überschob Sie begleitet die Nordhänge des Zwölferkopfes, der Bärenweide, des Heiterberges und der Künzelspitzen. Die Lechtaler Überschiebungslinie ist der Austritt der höheren der beiden Flächen, auf welcher die Lechtaler Schubmasse die Allgäuer Schubmasse überschob. Sie steigt von der Sohle des Lechtales gegen die Mohnenfluh empor, zieht durch die Ostseite dieses Berges und begleitet in ihrem weiteren Verlauf nach Westen die Nordhänge der Mohnenfluh, Braunarlspitze und des Johanneskopfes. Unter den untergeordneten Zerreißungsflächen, welche die Allgäuer Schubmasse in scharf voneinander getrennte Schuppen teilen, kann man wiederum solche von größerer und solche von geringerer tektonischer Bedeutung unterscheiden. Zu den ersteren gehören zwei Flächen, welche in der nördlichen Zone dieses Gebirgsteiles liegen und dieselbe in drei Teile zerlegen. Der nördlichste (α in der tektonischen Übersichtskarte und in den Profilen) dieser drei Teile baut den Zwölferkopf und die Bärenweide auf, der mittlere (β) den Liechelkopf, den kleinen Widderstein, den Fuß des Heiterberges und die Niederkünzelspitz, der südlichste (γ) das Gaishorn, den Widderstein, den Heiterberggipfel und die Hochkünzelspitze. Von diesen drei Teilen läßt sich ferner mit großer Bestimmtheit sagen, daß sie sich im Bereich von Gaishorn, Liechelkopf, Zwölferkopf, Widderstein und Bärenweide nur von Osten nach Westen bewegt haben können. Auch im südlichen Teil der Allgäuer Schubmasse trägt in unserem Gebiet der Gebirgsbau durchaus den Charakter der Schuppenstruktur. Das Gebirge westlich von der Bregenzer Ach läßt dieselbe in ganz besonders klarer Weise erkennen, wo die Massive des Rothorns, des Hochberges und der Juppenspitze von fünf, durch Zerreißungsspalten scharf voneinander getrennte Schuppen aufgebaut werden (δ, ε, ζ, η, ϑ; siehe auch Taf. XI Figur 12: die Nordseite der Juppenspitze). Während auf dieser Seite der Bregenzer Ach die steilen, kahlen Felswände der genannten Berge dazu beitragen, diesen Gebirgsbau dem Wanderer

in charakteristischster Weise vor Augen zu führen, verursachen auf der anderen Seite der Bregenzer Ach die saftigen Weideböden des Tannberges, daß der hier überdies nicht ganz so deutlich charakterisierte Bau der Schuppenstruktur schwerer zu erkennen ist. In der Lechtaler Schubmasse kommen in unserem Gebiet keine Schuppen vor; sie wird von einem riesigen Gewölbe aufgebaut, dessen First ungefähr in ostwestlicher Richtung streicht.

Die Verwerfungen, welche die Überschiebungslinien in Strecken zerlegt haben, welche gegeneinander verschoben sind, können selbstverständlich nur später wie diese entstanden sein; sie sind vielleicht zu Ende der Miocänzeit erfolgt, als das Alpengebiet von einer zweiten Hebung erfaßt wurde.

Eis und Wasser haben seit der Zeit, nach welcher keine tektonischen Bewegungen im Alpenkörper mehr stattgefunden haben, unaufhaltsam daran gearbeitet, dessen Oberfläche umzugestalten und die durch die Aufstauchung erzeugten gewaltigen Höhenunterschiede wieder auszugleichen. Die Wege, welche sie hierbei in unserem Gebiet eingeschlagen haben, zeigen häufig Beziehungen zum inneren Bau des Gebirges. Mit Vorliebe folgen sie Verwerfungsspalten, so der Gentschelbach, die Bregenzer Ach und der Metzgertobel. Dagegen besteht nur geringe Abhängigkeit von der Streichrichtung der Gesteinsschichten. Bald folgt ein Flußlauf den Schichtflächen, wie streckenweise der Lech und der Seebach, bald kreuzt er sie unter einem rechten oder spitzen Winkel, wie der Krummbach, der ein großes, aus Hauptdolomit, Kössener Schichten und Fleckenmergeln aufgebautes Gewölbe vollkommen durchschneidet.

Interessant ist der Verlauf des Krummbaches in seinem Quellengebiet südlich von Hochkrumbach, wo der Bach ebenes Gelände durchfließt; die mäandrischen Windungen, welche er hier ausführt, übersieht man am besten, wenn man auf dem Gipfel der Semmel steht; sie sind in Fig. 8 Taf. VIII abgebildet.

In besonders intensiver Weise haben die eiszeitlichen Gletscher an der Modellierung der Gebirgsoberfläche gearbeitet. Von dem hohen Maß ihrer Erosionsfähigkeit zeugt die in weitem Bogen rund ausgehöhlte Form des Lechtales. Diese Talform fällt dem Wanderer besonders im Quellgebiet des Lech, wo dieser den Namen Formarinbach trägt, sofort auf. Im ganzen oberen Lech-

tal bis zur Mündung des Gaisbaches begleiten diluviale Schotter den Flußlauf in ununterbrochenem Zuge. Es ist keine Zufälligkeit, daß die Ablagerungen hier plötzlich aufhören, sondern eine Erscheinung, welche in engem Verhältnis zu der vom Gletscher erzeugten Bodengestalt steht. Bereits bei Besprechung des Diluvium machte ich darauf aufmerksam, daß der Lechgletscher bei der Mündung des Gaisbaches in den weichen Felsgrund der liasischen Fleckenmergel ein Becken ausgeschliffen hat. Die harten oberen Dachsteinkalke, welche bei Bürstegg über den Lech ziehen, bilden einen Wall, der dieses Becken in der Richtung lechabwärts begrenzt, und über den der Gletscher überquellen mußte. Als die Eismassen sich später zurückzogen und ihre Schmelzwasser das Moränenmaterial terrassenförmig umlagerten und abzutragen begannen, bildeten diese Kalke wiederum einen natürlichen Wall, der verhinderte, daß die oberhalb von ihm abgelagerten Schotter durch die Erosion weggeführt wurden. — Auch die für die Tätigkeit des Eises charakteristische Bearbeitung des felsigen Bodens, indem demselben eine rundhöckerige Beschaffenheit verliehen wird, kann an einigen Stellen auf der Körber Alpe beobachtet werden. — Ob die Gestalt der Semmel, jenes kleinen isolierten Höckers, auf dem die Kirche von Hochkrumbach steht, auf Erosion durch Gletscher zurückzuführen ist, ist schwer zu sagen. Da anzunehmen ist, daß die rauhe und gegen Winde sehr exponierte Hochfläche noch lange Zeit von Eis bedeckt war, ist es leicht möglich, daß der kleine Gipfel mit dem sich von ihm gegen Osten langsam abflachenden Rücken ein Erosionsrest ist, den zwei von Westen nach Osten fließende kleinere Eisströme zwischen sich haben stehen lassen. Eine Hornsteinbank, welche durch den Gipfel der Semmel in ungefähr ostwestlicher Richtung streicht, war jedenfalls auch eine der Ursachen, welche diesem kleinen Höcker seine Gestalt gaben.

Mit dem Zurückweichen der Gletscher in die höheren Bergregionen gelangen wir in die Jetztzeit. Das große Zerstörungswerk, an dem die Natur seit vielen tausend Jahren schafft, spielt sich auch heute noch vor unseren Augen ab. Wasser, Wind, Frost und Sonne arbeiten unaufhaltsam daran, die einstmals aufgerichteten Gesteinsmassen aufzulockern und als Schutt und Sand wieder in die Niederungen zurückzuführen. Hierdurch werden aber auch die die Erdoberfläche durchziehenden tektonischen

Störungslinien fortwährend umgestaltet und zwar verhältnismäßig am schnellsten die Ränder der auf schwach geneigten Bahnen überschobenen Gebirgsteile. In unserem Gebiet werden die Überschiebungslinien der Allgäuer und Lechtaler Schubmassen, welche sich auf solchen Bahnen bewegten, im Sinne der Erosionstätigkeit verhältnismäßig sehr schnell nach rückwärts verlegt. Die Allgäuer Überschiebungslinie wird, da die Erosion in ihrem Gebiet von Süden nach Norden arbeitet, von Norden nach Süden verlegt. Der Verlauf der Lechtaler Überschiebungslinie gibt uns in vorzüglichster Weise Zeugnis dessen, was die erodierenden Kräfte im Laufe der Jahrtausende zu leisten vermögen, denn wie bedeutend viel größer muß ursprünglich die gesamte Lechtaler Schubmasse gewesen sein, als Aarhorn, Juppenspitz, Mohnenfluh und Braunarlspitz noch eine tektonisch zusammenhängende Gebirgsmasse waren. Große Schutthalden, welche sich vom Fuße hoher Felswände bis in die Talsohlen herabziehen, erinnern uns im Gebirge fast überall an das im vollsten Gange befindliche gewaltige Zerstörungswerk. Die aus Hauptdolomittrümmern bestehende Halde, welche sich von der Niederkünzelspitze bis ins Bregenzer Achtal senkt, ist die bedeutendste in unserem Gebiet; sie besitzt eine Höhendifferenz von mehr wie 600 m; vom Fuße des Felswand bis ins Achbett hat sie eine in der Fallrichtung gemessene Länge von über 1000 m.

Das landschaftliche Bild des hinteren Bregenzer Waldes zeigt eine innige Beziehung zwischen den verschiedenen Gesteinsarten und ihren Verwitterungsprodukten einerseits und dem Pflanzenwuchs andererseits. Wo der Dolomit herrscht, ragen dessen grelleuchtende, vegetationslose Felsen in schroffen zerklüfteten Formen auf. Nur Krummholz und kümmerliche Weiden sieht man hin und wieder an seinen Hängen gedeihen. Hierzu in malerisch reizvollem Kontrast stehen die weichen welligen Formen, in denen die in den Niederungen herrschenden mergeligen Gesteine verwittern und die überaus üppige Vegetation, die auf ihrem Verwitterungsprodukt gedeiht. Der Huflattich (Tussilago), jenes dem Landmann lästige Ackerunkraut, ist ein besonders häufiger Begleiter des tonigen Bodens. Seine großen Blätter überwuchern oft in dichtstehenden Mengen ausgedehnte Flächen und vermögen sogar dem landschaftlichen Bilde stellenweise ein eigenes Gepräge zu verleihen.

Jedem, dem die Erdoberfläche nicht starr und unbelebt erscheint, bietet der hintere Bregenzer Wald eine reiche Fülle zu bewundernder Werke der Natur. Der Tourist wird überrascht von der Mannigfaltigkeit im Charakter der Gebirgsbilder, in dem liebliche Tallandschaften und wilde Schluchten, imposante Felsszenerien und einsame Hochalmen in schnellem Wechsel aufeinanderfolgen. Dem Geologen aber enthüllt sich hier ein Bild, welches ihm in prachtvoll klarer Weise jene gewaltigen Naturschauspiele vor Augen führt, durch welche ein geologisch hochinteressanter Teil unseres Alpenkörpers entstand.

VII. Anhang.

Zugänge zum Gebiet.

1. Von Oberstdorf durch das kleine Walsertal nach Mittelberg (aus Rothpletz: Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin. Exkursion 4).

„Von Oberstdorf aus ersteigen wir zunächst den niederen Höhenzug, der die Breitach von der Stillach trennt, und auf dem das Dorf Reite liegt. Obwohl derselbe aus Flysch und Kreideschichten aufgebaut ist, so sehen wir davon doch nur wenig, weil alles von einer mächtigen Moränendecke umhüllt wird. In letzterer trifft man Geschiebe der verschiedenen Gesteine aus den Ablagerungen der Trias- bis zu der Tertiärperiode.“ . . .

„Wir schließen daraus, daß es vorzugsweise wenigstens einheimische Allgäuer Gletscher waren, welche während der großen Eiszeit hier Tal und Berg bedeckten und unter sich mächtige Grundmoränen ablagerten, die sich bis über den Nordrand der Alpen hinaus nachweisen lassen. Gleichwohl findet, wer sorgfältig sucht, ab und zu auch einen Gneißblock in diesen Moränen. Woher sind diese Wanderblöcke gekommen? Einige davon sind sicher zu groß, um die Annahme zu erlauben, sie stammten aus den Konglomeraten des Flysch; aber wenn es sich nachweisen ließe, daß die zentralalpinen Gletscher zur Zeit ihrer größten Ausdehnung über die Allgäuer Pässe irgendwo herübergequollen sind, dann wäre wohl die Frage nach der Herkunft dieser erratischen Blöcke leicht zu beantworten“. . . .

„Wir folgen der Fahrstraße und finden etwa $^1/_2$ km vor dem Wirtshaus zur Walserschanze einen Wegweiser zum Zwingsteg.

Wir machen diesen kleinen Abstecher und steigen bis zum Steg über die glaukonitischen Quarzsandsteine des Gault ab. Die Klamm selbst ist tief in die senkrecht aufgerichteten Schrattenkalkbänke eingeschnitten, welche von SSW. nach NNO. streichen. Die Straße, zu der wir von da wieder zurückkehren, muß also bereits auf den Seewenmergeln liegen, wennschon sie unter den Moränen versteckt sind. Der Wassergraben an der Landesgrenze, der vom Söllereck herabkommt, hat sie aber angeschnitten und bloßgelegt" . . .

„Von hier bis Mittelberg treffen wir nur ab und zu an der Straße Flysch anstehend, denn der so fruchtbare Wiesenboden dieses Tales ist glazialen Ursprunges, aber weiter oben an den Gehängen des Söllerkopfes, Schlappoltkopfes und Fellhornes herrscht überall der Flysch, und erst weiter im Süden auf der Höhe des Warmatsgundkopfes und der Hammerspitze, die auf den bayerischen Karten irrtümlich als Schüsser bezeichnet ist, liegt auf dem Flysch noch eine nicht unbedeutende Felsmasse von Dolomit. Wir haben uns damit der Allgäuer Überschiebung genähert, deren Außenrand bis dahin sich hinter der Fellhornkette verborgen hatte."

2. Von Bregenz der Bregenzer Ach entlang nach Schoppernau (nach Blaas: Geol. Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen).

„Zwischen Kennelbach bei Bregenz und Egg durchschneidet die Ache in tiefer Schlucht ältere Süßwassermolasse und, im Gebiete der Weißachmündung, sowie im Zuge Egg—Schwarzach, darunter auftauchende, ältere Meeresmolasse, Konglomerate, Sandsteine, meist südlich fallend. Zwischen Egg und Andelsbuch durchquert sie den nördlichen Flyschzug. Seine Schichten sind vielfach gewunden und über die Molasse übergelegt, sowie er selbst von dem im Süden folgenden Kreidegesteinen überlagert wird". . . .

„Das südlich folgende Kreidegebirge ist schon im Relief durch seine langgezogenen Gebirgsrücken mit schroffen Wänden (meist gegen Norden gekehrt) deutlich erkennbar". . . . „Im großen und ganzen betrachtet, besteht dieses Kreidegebirge aus einer Anzahl westöstlich gerichteter, meist nach N. übergelegter Falten". . . . „Die Bregenzer Ache durchbricht die Falten in mehreren engen Schluchten (Klausberg, Mellau, Canisfluh), indem

sie Querspalten benützt, während sie in zwischengelegenen Strecken den Faltenmulden folgt". . . .

„Südlich von Andelsbuch das Kreidegewölbe Winterstaude-Sattel. Die Einbuchtung auf der Bezegg (Verst.) entspricht einer Absenkung des Gewölbes. Am Achendurchbruche (Querspalte) in den Schrattenkalken gute Aufschlüsse. Bezau und Bizau liegen in Mulden, welche von Gault (Verst.) und Seewen-Schichten ausgefüllt sind. In der südlichen dieser beiden Mulden liegt Bad Reutte. Zwischen beiden Mulden Gewölbe. Der Durchbruch Reutte—Mellau (Querspalte) legt eine doppelte Kreidefalte (Mulde zwischen zwei Sätteln) bloß. Im südlichen Sattel östlich Gopf, westlich Guntenhang (Verst. am Südabhang). Mellau mit einer Eisenquelle. Der Mellenbach liegt im Neocom. Das Neocom füllt die Mulde südlich von dem letztgenannten Sattel aus; in derselben die Talstrecke Mellau—Schnepfau. Südlich davon die hohe, im westlichen Teile nach Norden überkippte Sattelaufwölbung Kojenkopf—Canisfluh—Mittagsfluh, in deren Kern schwarzer, tithonischer Kalk (Auerkalk) hervortritt. An der Wurzachalpe, südlich von der Canisfluh, Neocomversteinerungen. Dieses Gewölbe durchbricht die Ach zwischen Schnepfau und Au; schöne Aufschlüsse. Bei Au unmittelbar an der Straße Aufschlüsse im Auerkalk (etwas oberhalb der Brücke, wo das Tal sich erweitert, sehr reich an Verst.; Cephalopoden). Die Strecke Au—Hopfreben liegt im südlichen Flyschzuge."

3. Von Stuben über den Flexen Paß nach Lech. (nach v. Richthofen: Die Kalkalpen von Vorarlberg.)

Ich beschränke mich darauf, Richthofens Auffassung der tektonischen Verhältnisse nach dem von ihm gezeichneten Profil Stuben—Roggler Spitz(Roggalspitz)—Zürser See—Omeshorn—Lech wiederzugeben. Das westlich der Flexenstraße gelegene Gebirge, durch welches dies Profil gelegt ist, zeichnet sich durch große Einfachheit im Bau aus. Auf eine Aufwölbung der Schichten im Süden folgt eine Einsenkung derselben im Norden. Hauptsächlich sind es dolomitische Arlbergkalke, welche den südlichen Sattel, dessen Firstlinie in kurzer Entfernung nördlich von Stuben durchzieht, aufbauen. Unter den Arlbergkalken brechen als Kern des Gewölbes die nächstälteren Glieder, Partnach-Schichten und Virgloriakalk hervor. Das Vorhandensein einer Wölbung wird durch die Wiederholung der gleichen Schichten bewiesen.

Stuben steht auf Arlberg-Schichten, welche dem südlichen Schenkel des Gewölbes angehören. Gegen den Flexenpaß zu sind die Arlbergkalke des nördlichen Schenkels mächtig entwickelt und stehen fast senkrecht. „Sie bilden sehr eigentümlich gestaltete Berge mit Hahnenkamm ähnlichem Profil. Wie die Blätter eines halbgeöffneten Buches, ragen die festeren Kalkschichten schneidig in die Luft und sind durch tiefe Auswitterungen der mergeligen Schichten voneinander getrennt.“ Die neue in den Fels gehauene Flexenstraße erlaubt ein sehr genaues Studium dieses Gesteins. Raibler Schichten und Hauptdolomit legen sich im Norden konkordant gegen die Arlberg-Schichten. Die Schichten des Hauptdolomits beschreiben gegen Norden eine in dieser Richtung etwas übergelegte Mulde. Im Umkreis des Zürser Sees wird der Kern dieser Mulde von Kössener Schichten, roten Liaskalken und Fleckenmergeln ausgefüllt. Die roten Liaskalke ziehen bei Zürs durchs Tal, wo sie in einem Steinbruch gut aufgeschlossen sind. Die roten, sich plattig absondernden Gesteine fanden beim Bau der neuen Flexenstraße als Randsteine Verwendung. Der Hauptdolomit des südlichen Muldenschenkels baut die Rogglerspitze, der des nördlichen Schenkels das Omeshorn auf. Auf der Nordseite des Omeshorn liegt der Hauptdolomit normal auf Raibler Schichten und Arlbergkalken.

Das Gebirge östlich der Flexenstraße, welches in der Valluga und der Krabachspitz zwei Kulminationspunkte besitzt zeigt nach dem Profil von Richthofen sehr komplizierte tektonischen Verhältnisse, auf welche, wegen der hypothetischen Auffassungsweise des Gebirgsbaues nicht weiter eingegangen zu werden braucht.

Die soeben beschriebenen drei Zugänge in unser Gebiet sind die von den meisten Touristen begangenen Routen; sie führen über gutgehaltene Fahrstraßen in dasselbe. Auf den beiden erstbesprochenen Straßen findet ein reger Verkehr mit dem Norden, auf der zuletzt besprochenen Straße ein ebenso lebhafter Verkehr mit dem Süden statt.

4. Von Thüringen-Ludesch durch das große Walsertal und über den Schadonapaß nach Schroecken (nach Rothpletz: Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse).

Die tektonischen Verhältnisse dieser von Touristen wenig begangene Route, deren letzte Strecke über den Schadonapaß wegen ihrer Waldlosigkeit in heißen Sommertagen etwas mühsam

ist, hat Rothpletz eingehend beschrieben. Es genügt daher der Vollständigkeit halber und auch wegen der Bedeutung, welche in unserem Gebiet den Überschiebungen zukommt, kurz zu beschreiben, welchen Verlauf die beiden großen Überschiebungslinien nach Verlassen unseres Gebietes gegen Westen ins große Walsertal zu nehmen. Nach Durchquerung der Nordseite der Künzelspitzen setzt sich der Außenrand der Allgäuer Schubmasse in die Nordseite des Zitterklapfen fort, durchquert dieselbe und senkt sich dann gegen die Sohle des großen Walsertales. Bei Flecken unterhalb Buchboden verläßt er die rechte Talseite und begleitet von hier aus bis ins Illtal das südliche Talgehänge. Auf der Nordseite des Hohen Frassen zieht er kurz unterhalb des Gipfels durch. Hier hat sich ihm der Außenrand der Lechtaler Schubmasse, von Westen herkommend, so sehr genähert, daß die ganze, in unserem Gebiet so gewaltige Allgäuer Schubmasse zu einer schmalen Zone zusammengeschrumpft ist. Die Lechtaler Schubmasse baut also den aus Hauptdolomit bestehenden Gipfel des Hohen Frassen auf. Während somit im vorderen, westlichen Teil des großen Walsertales die Berge der nördlichen Talseite (Kuhspitz, Löffelspitz, Pfronthorn, Damülser Horn) ausschließlich von Flysch aufgebaut werden, besteht bei den Bergen der südlichen Talseite (Hoher Frassen, Breithorn) nur das basale Gebirge aus Flysch; ihre Gipfel werden von den Gesteinen des aufgeschobenen Triasjuragebirges aufgebaut.

5. Von Dalaas über den Formarinsee und die Freiburger Hütte ins oberste Lechtal (nach Skuphos).

Ein Profil, welches Skuphos in nordsüdlicher Richtung durch Dalaas, die Saladinaspitze, den Formarinsee und die Rote Wand gelegt hat, läßt folgenden einfachen Bau dieses Gebirges erkennen: Im Kern eines Sattels, dessen Achse eine fast westöstliche Richtung hat, und dessen südlicher Flügel bedeutend kürzer als der nördliche ist, erscheint die Buntsandsteinformation. Der südliche Flügel besteht aus der letzteren, welche an Marias Abhang sehr gut aufgeschlossen ist, dem Muschelkalk, welcher bis an das Gasthaus zum Paradies reicht, den Partnach-Schichten, welche die kleinen Hügel nördlich vom Dorfe Dalaas bilden und schließlich den Raibler Kalken (welche Skuphos mit den Arlberg-Schichten vereinigt hat) mit aufgelagerten Raibler Mergeln Letztere sind neben dem Gasthaus zur Post gut aufgeschlossen.

„Im nördlichen Flügel folgen auf die Buntsandsteinformation an Marias Abhang die Muschelkalkbänke an den steilen Abhängen der Alle Höhe, dann die Partnach-Schichten und Raibler Schichten, welche letztere bis an den Masonkamm reichen, darauf der Hauptdolomit, welcher die Saladinaspitze und einen Teil der Saladinawand bildet, sodann die Kössener Schichten, der Dachsteinkalk, die roten Liaskalke und zum Schluß die Allgäu-Schichten im oberen Teil der Saladinawand. Sämtliche Formationsglieder sind vom Hauptdolomit an an den steilen Abhängen des kesselartig eingesenkten Formarinsees aufgeschlossen, so daß die Aufeinanderfolge von den Kössener Schichten bis zu den Allgäu-Schichten hinauf deutlich zu verfolgen ist."

Die Schichten des nördlichen Flügels werden durch eine westöstlich streichende Verwerfung, welche das nördliche Ufer des Sees berührt, scharf abgeschnitten. Längs derselben ist der südliche Gebirgsteil in die Tiefe gesunken, so daß sich die Reihenfolge der Schichten wiederholt. An den steilen Abhängen am Südufer haben wir wieder den Hauptdolomit mit flachem NO.-Einfallen, darauf die Kössener Schichten unterhalb des Rothorns, dann den Dachsteinkalk an der Roten Wand und dem Rothorn die roten Liaskalke und Allgäu-Schichten, welche die senkrechten oberen Wände der Roten Wand und des Rothorns bilden. — Dem Laufe der Alfenz folgend, biegt das soeben besprochene Gewölbe gegen Westen nach Norden um, so daß sich vom Formarinsee gegen Südwesten über den Rogelskopf ins Klostertal ein dem geschilderten vollkommen ähnliches Profil wiederholt. Wie im Osten die Saladinaspitze, so wird im Westen in tektonisch analoger Weise der Rogelskopf von Hauptdolomit aufgebaut.

Dem, der vor Betreten unseres Gebietes sich über die dortige Faciesentwicklung der Trias- und Juraglieder instruieren will, ist diese Route über den Formarinsee sehr zu empfehlen, da auf derselben sämtliche in Betracht kommenden Formationsglieder in ungestörter Reihe normal aufeinander folgen. Besonders instruktiv in dieser Hinsicht ist der Blick von der Freiburger Hütte gegen den Formaletsch. Dieser Berg wird von Hauptdolomit, Kössener Schichten, rotem Liaskalk und Allgäu-Schichten aufgebaut. Er läßt in deutlichster Weise die meist auf weite Entfernung sichtbaren petrographischen Unterschiede erkennen,

welche diese Gesteine, die am Aufbau unseres Gebietes den wesentlichsten Anteil nehmen, kennzeichnen.

6. Von Oberstdorf der Stillach entlang, durch das Rappenalpental und über den Haldenschwangerkopf nach Hochkrumbach (nach Schulze).

Von Oberstdorf aus wandert man anfänglich im basalen Flysch. Derselbe steht bis zum sog. Gschlief südlich vom Freibergsee an, wo auf der östlichen Talseite etwas oberhalb der Talsohle, die direkte Auflagerung der Allgäuer Schubmasse zu beobachten ist. Hauptdolomit und Aptychen-Schichten sind hier die Gesteine des überschobenen Gebirges. Von hier bis Hochkrumbach wandert man ausschließlich auf der Allgäuer Schubmasse. Die Fortsetzung des Außenrandes der letzteren außerhalb unseres Gebietes gegen Osten haben wir bei der Schilderung der Route 1 von Oberstdorf durch das kleine Walsertal nach Mittelberg bereits besprochen. Auf der orographisch linken Talseite bilden Warmatsgundkopf, Hammerspitz, Schafalpenköpfe einen aus Hauptdolomit bestehenden Felsrücken, welcher der Allgäuer Schubmasse angehört. Der Himmelschrofenast, der bei der Mädelegabel vom Allgäuer Hauptkamm gegen Norden abzweigt, liegt auf der orographisch rechten Talseite und gehört vollständig der Allgäuer Schubmasse an. Vom Himmelschrofen bis zum Schmalhorn besteht der Kamm beinahe ausschließlich aus Hauptdolomit. In der Nähe des Schmalhorngipfels, etwas nördlich desselben ziehen die in normalem Kontakt mit dem Hauptdolomit stehenden Kössener Kalke quer über den Rücken. Das übrige Kammstück zwischen dem Schmalhorn und dem Allgäuer Hauptkamm besteht aus Allgäu-Schichten, welche wiederum in normalem Kontakt mit den Kössener Schichten stehen. Diese Allgäu-Schichten begleiten die ganze südliche Talseite des Rappenalpentals. Sie werden überschoben vom Hauptdolomit der Lechtaler Schubmasse, welche die ganze Höhe des Allgäuer Hauptkammes bis westlich zum Biberkopf aufbaut. Das Rappenalpental wird z. Z. von Herrn Pontoppidan geologisch aufgenommen.

7. Von Reutte durch das Lechtal über Holzgau nach Warth. (Nach Blaas: Geol. Führer; und Rothpletz: Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse.)

Diese Route führt durch die Lechtaler Schubmasse, deren Außenrand den Lech zwischen den Mündungen des Krummbaches

und des Bockbaches kreuzt. Vom Nordhang der Mittagsspitze herabkommend, steigt die Lechtaler Überschiebungslinie auf der anderen Talseite gegen den westlichen Grat des Biberkopfes an, quert denselben und zieht, wie wir bereits bei Besprechung der vorigen Route hörten, durch die ganze Nordseite des Allgäuer Hauptkammes. Auf die tektonischen Verhältnisse des Lechtales näher einzugehen, würde mich zu weit führen. Ich verweise daher auf die Arbeit Richthofens, „Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol" und wiederhole nun im folgenden die kurzen Angaben von Blaas.

„Die geologischen Verhältnisse sind nur in großen Zügen bekannt. Die herrschenden Gesteine sind Hauptdolomit, Kössener Schichten, Dachsteinkalk, Lias (Adnetherkalk und Allgäu-Schichten), seltener Jura-Aptychenschichten. Die Falten und Brüche streichen im unteren Teile des Tales meist quer durch, der obere liegt im Streichen der Schichten."

„Vor Weißenbach quer durchstreichend Wettersteinkalk (Schloßberg—Gaichtberg), dann Raibler Schichten (Pflanzen führend); am Kalvarienberge eine Gehängeschuttbreccie von Moränen überlagert. Von hier bis Elmen zu beiden Seiten mächtiger Hauptdolomit. Bei Häselgehr quer durchstreichende Allgäu-Schichten, welche von hier aufwärts auf der linken Flußseite den unteren Teil der Gehänge bilden. An der rechten steht am Fuß des Gebirges Hauptdolomit, höher folgen Kössener Schichten und Allgäu-Schichten. Die Gipfel bildet zumeist wieder Hauptdolomit der südlich folgenden Scholle. Oberhalb Holzgau wechseln die genannten Gesteine wiederholt auf beiden Talseiten. Hier folgt das Tal größtenteils Längsbrüchen."

„Der obere Teil des Tales ist eng, z. T. schluchtenartig, der untere weiter und reichlich mit alluvialen Schuttmassen erfüllt. Zur Glazialzeit erzeugte das Tal einen eigenen, mächtigen Gletscher, der nur im untersten Teile, vom Fernpasse her, Zuflüsse aus dem Inntale und dadurch aus den Zentralalpen erhielt. Gegen W. hing er durch das Tannheim- und Vilstal mit dem Illergletscher zusammen."

Im Lechtal ist z. Z. Herr Haniel damit beschäftigt, die nördliche Talseite zwischen Lechleiten und Elbigenalp geologisch aufzunehmen.

Literatur.

Ampferer, O.: Bemerkungen zum 2. Teil der von A. Rothpletz herausgegebenen „Geolog. Alpenforschungen". Verh. der geol. R.-A. Wien 1906.

— Krit. Referat über „G. Schulze. Die geol. Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck und der nördlich ausstrahlenden Seitenäste". Verh. der geol. R.-A. Wien 1906, p. 273.

Bertrand, M.: Rapport de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. Bull. de la Soc. Géol. de France. 1884. XII.

Bittner, A.: Brachiopoden der alpinen Trias. Abh. d. geol. R.-A. XIV. Wien 1890.

Blaas, J.: Geol. Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902.

Böse, E.: Geol. Monographie der Hohenschwangauer Alpen. Geognost. Jahreshefte, 1893.

— Über liasische und mitteljurasische Fleckenmergel i. d. bayr. Alpen. Berlin 1895.

— Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. Ztschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. L. 1898.

Diener, C.: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien, Leipzig 1903.

v. Dittmar, A.: Die Contortazone. München 1864.

Eckert, M.: Das Gottesackerplateau, ein Karrenfeld im Allgäu. Wiss. Erg.-Hefte zur Ztschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins. I. Bd. 3. Heft. 1902.

Escher, von der Linth: Geol. Bemerkungen über d. nördl. Vorarlberg u. einige angrenzende Gegenden. N. Denkschr. d. Schweiz. Naturf. Ges. 1853.

Fiedler, O.: Über Versteinerungen aus den Arlberg-Schichten bei Bludenz und einige neue Fundorte von Flysch und Aptychenkalken im oberen Großen Walsertal Vorarlbergs. Ztschr. d. deutsch. geol. Ges. 56. 1904.

v. Fischer-Ooster, C.: Die fossilen Fucoiden der Schweizer Alpen. Bern 1858.

Fraas, E.: Szenerie der Alpen. Leipzig 1892.

Fuchs, T.: Über die Natur des Flysches. Sitzb. Akad. d. Wiss. LXXV. Wien 1877.

— Über die Entstehung der Aptychenkalke. Sitzb. Akad. d. Wiss. LXXVI. Wien 1877.

— Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Wien 1895.

v. Gümbel, K. W.: Beiträge zur geognost. Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. Jahrb. d. geol. R.-A. Wien 1856.

— Geognost. Beschreibung des bayr. Alpengeb. u. seines Vorlandes. Gotha 1861.

v. Gümbel, K.: Geologie von Bayern II. Cassel 1894.
— Die Dachsteinbivalve und ihre alpinen Verwandten. Sitzb. d. Akad. d. Wiss. XLV. Wien 1856.
v. Hauer, F.: Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstl. Alpen. Jahrb. d. geol. R.-A. Wien 1853.
Haug, E.: Beiträge zu einer Monographie der Ammonitengattung Harpoceras. Neues Jahrb. f. Min. Beilage Bd. III 1885.
Heer, O.: Flora fossilis Helvetiae. Zürich 1876.
— Die Urwelt der Schweiz. Zürich 1879.
Hesse, E.: Die Mikrostruktur der fossilen Echinoideenstacheln und deren systematische Bedeutung. Neues Jahrb. f. Min. und Geol. Beilage Bd. XIII. 1899—1901.
Hovelacque, M.: Album de microphotographies de roches sédimentaires. Paris 1900.
Knauer, J.: Geol. Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. München 1906.
Lenz, O.: Aus dem Bregenzer Wald. Verh. d. geol. R.-A. 1873.
Lorenz, T.: Geol. Studien im Grenzgebiete zwischen Helvetischer und Ostalpiner Facies. II. Teil südl. Rhätikon. Ber. der naturforsch. Ges. Freiburg i. B. XII. 1901.
Lugeon, M.: Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. de la Soc. géol. de France 4. I. pag. 723. 1901.
— Les grandes dislocations et la naissance des Alpes Suisses, Genève. 1902.
v. Mojsisovics, E.: Aus den vorarlbergischen Kalkalpen. Verh. d. geol. R.-A. Wien 1872.
— Beitr. zur topischen Geologie der Alpen, 3. der Rhätikon (Vorarlberg). Jahrb. d. geol. R.-A. XXIII. Wien 1873.
Oppel, A. und Süß, E.: Über die mutmaßlichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben. Sitzb. d. m.-n. Kl. d. Akad. d. Wiss. Wien 1856.
Oppel, A.: Paläontol. Mitt. aus dem Museum d. bayr. Staates. 1862. III. Über jurasische Cephalopoden.
d'Orbigny, A.: Paléontologie française. Terrains jurasiques. I. Paris 1842—49.
Penck, A.: Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882.
— und Brückner, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901.
Quenstedt, F. A.: Der Jura. Tübingen 1858.
— Petrefaktenkunde. Tübingen 1858.
Quenstedt, F. A.: Die Brachiopoden. Leipzig 1871.
— Die Ammoniten des schwäbischen Jura. Stuttgart 1885.
v. Richthofen, F.: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. Jahrb. d. geol. R.-A. Wien 1859 u. 1862.
Rothpletz, A.: Geol.-paläont. Monographie der Vilser Alpen mit bes. Berücksichtigung der Brachiopoden-Systematik. Palaeontographica. Bd. XXXIII. Stuttgart 1886.
— Das Karwendelgebirge. München 1888.
— Über Flyschfucoiden und einige andere fossile Algen, sowie über liasische diatomeenführende Hornschwämme. Ztschr. d. deutsch. geol. Ges. 1896.

— Geolog. Alpenforschungen. I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- u. West-Alpen und die rhätische Überschiebung. München 1900. II Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. München 1905.
— Geolog. Führer durch die Alpen. I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin. Berlin 1902.
Rüst: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien von Zittel. Palaeontographica. Bd. XLV. Stuttgart 1898/99.
Schafhäutl, E.: Geognost. Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges. München 1851.
— Südbayerns Lethaea geognostica. Leipzig 1863.
Schardt, H.: Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses. Bull. de la Soc. vaud. des sciences nat. XXXIV. Nr. 128. 1898.
Schmidt, A. R.: Vorarlberg, nach den von dem geognost.-montan. Verein für Tirol und Vorarlberg veranlaßten Begehungen geog. beschrieben. Innsbruck mit Wagnerschen Schriften, 1843.
Schmidt, C. und Steinmann, G.: Geol. Mitt. aus der Umgebung von Lugano. Verh d. naturf. Ges. Basel IX.
Schmidt, C.: Bild und Bau der Schweizer Alpen. Basel 1907.
Schulze, G.: Die geol. Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgundspitze bis zum Kreuzeck und der nördlich ausstrahlenden Seitenäste. Geognost. Jahreshefte. XVIII. 1905.
Skuphos, T. G.: Über die Entwicklung und Verbreitung der Partnachschichten in Vorarlberg und dem Fürstentum Liechtenstein. Jahrb. d. geol. R.-A. XLIII. Wien 1893.
Steinmann, G.: Geol. Beob. in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. IX. 1895.
— Geol. Beob. in den Alpen. II. Die Schardtsche Überfaltungstheorie und die geol. Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine. Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B. XVI. 1905.
— Geol. Probleme des Alpengebirges. Ztschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins. XXXVII. 1906.
— Einführung in die Paläontologie. Leipzig 1907.
Süß, E.: Die Brachiopoden der Kössener Schichten. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. VII. Wien 1854.
Termier, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. de la Soc. Géol. de France. 4. III. 1903.
— Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. Bull. de la Soc. Géol. de France. 4. V. 1905.
— La synthèse Géol. des Alpes. Liège 1906.
Terquem, M.: Recherches sur les Foraminifères du Lias du département de la Moselle. Metz 1856—1866.
Vacek, M.: Über Vorarlberger Kreide. Jahrb. d. geol. R.-A. XXIX. Wien 1879.
Wähner, F.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. 1903.
v. Widmann, H.: Erläuterungen zur geognost. Karte Tirols. Innsbruck 1853.
Winkler, G.: Die Schichten der Avicula contorta inner- und außerhalb der Alpen. München 1859.

v. Wöhrmann, S.: Die Fauna der sog. Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und Bayerischen Alpen. Jahrb. d. geol. R.-A. XXXIX. 1889.
— Die Raibler Schichten. Jahrb. d. geol. R.-A. XLIII. 1893.
v. Ziethen, H.: Die Versteinerungen Württembergs. Stuttgart 1830.
v. Zittel, K. A.: Paläont. Studien über die Grenzschichten der Jura- und Kreide-Formation im Gebiete der Karpathen, Alpen und Apenninen. I. Abt. Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. Pal. Mitt. aus d. Museum des k. b. Staates. Cassel 1870.
Zugmayer, H.: Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. Beitr. z. Paläontol. Öst.-Ungarns. I. 1882.

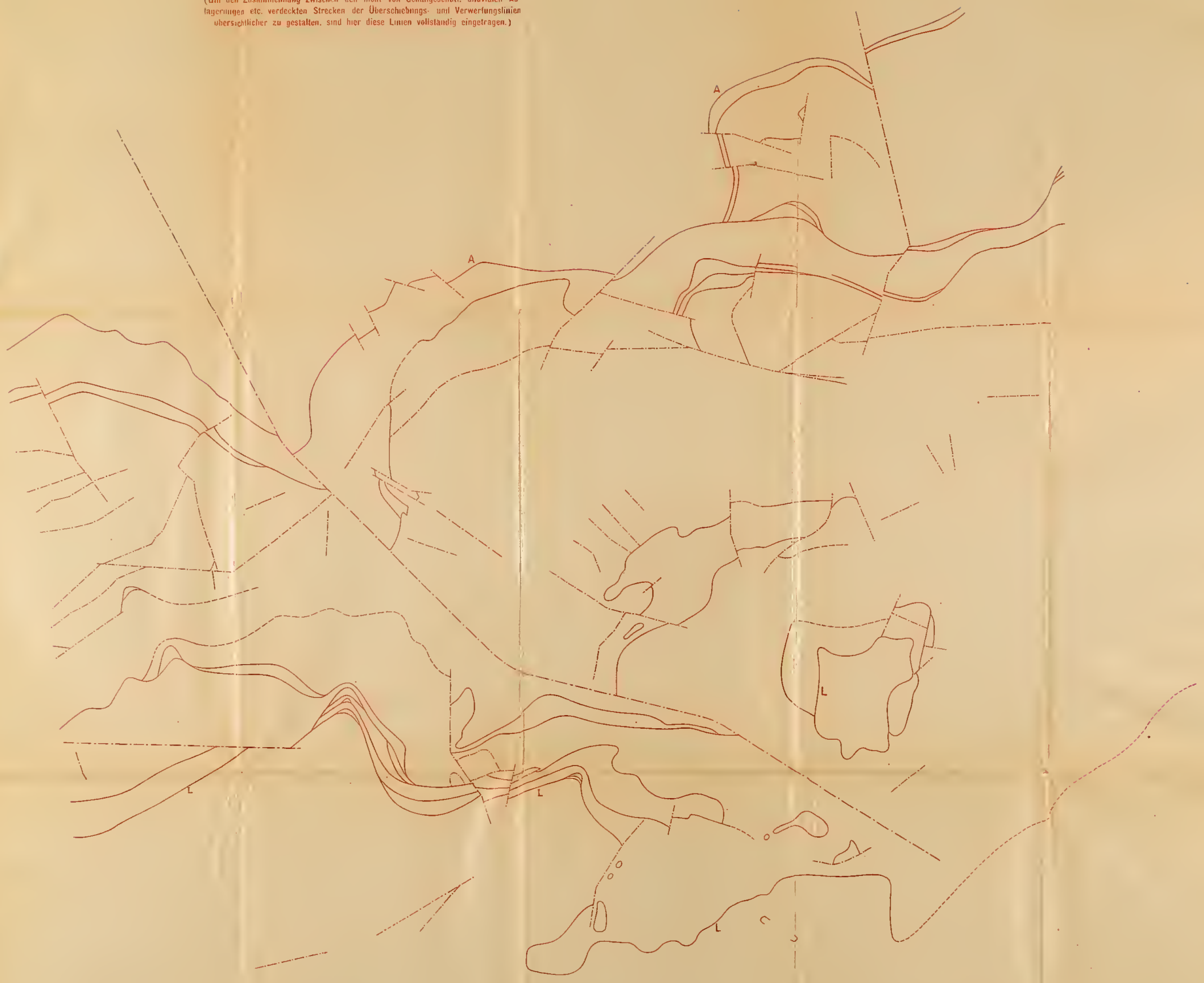
Inhaltsverzeichnis.

Seite

I. Orographische Skizze 1
II. Historischer Rückblick 4
III. Stratigraphische und tektonische Übersicht 11
IV. Stratigraphischer Teil 13
1. Muschelkalk 13
2. Arlberg-Schichten 14
3. Gips der Raibler Schichten 17
4. Hauptdolomit 20
5. Kössener Schichten 22
6. Roter Liaskalk 25
7. Lias-Fleckenmergel 29
8. Aptychen-Schichten 32
9. Flysch 35
10. Diluvium 40
11. Alluvium 43
V. Tektonischer Teil 44
1. Das basale Gebirge 49
2. Widderstein, Bärenweide, Gaishorn, Zwölferkopf 50
3. Heiterberg, Künzelspitzen 56
4. „Der Tannberg“ 63
5. Johanneskopf, Braunarlspitz (Kleinspitz), Mohnenfluh, Juppenspitz, Hochberg, Rothorn 69
VI. Geologische Geschichte 80
VII. Anhang. Zugänge zum Gebiet 85
Literatur 93

Ergänzungsblatt zur geologischen Karte.

(Um den Zusammenhang zwischen den nicht von Gehängeschutt, diluvialen Ablagerungen etc. verdeckten Strecken der Überschiebungs- und Verwerfungslinien übersichtlicher zu gestalten, sind hier diese Linien vollständig eingetragen.)



A ——— Allgäuer Ueberschiebungslinie.
L ——— Lechtaler " " "
Ueberschiebungen.
Verwerfungen.

Geologische Karte des Hinteren Bregenzer Waldes

in den Quellgebieten der Breit-Ach und der Bregenzer-Ach bis südlich zum Lech.

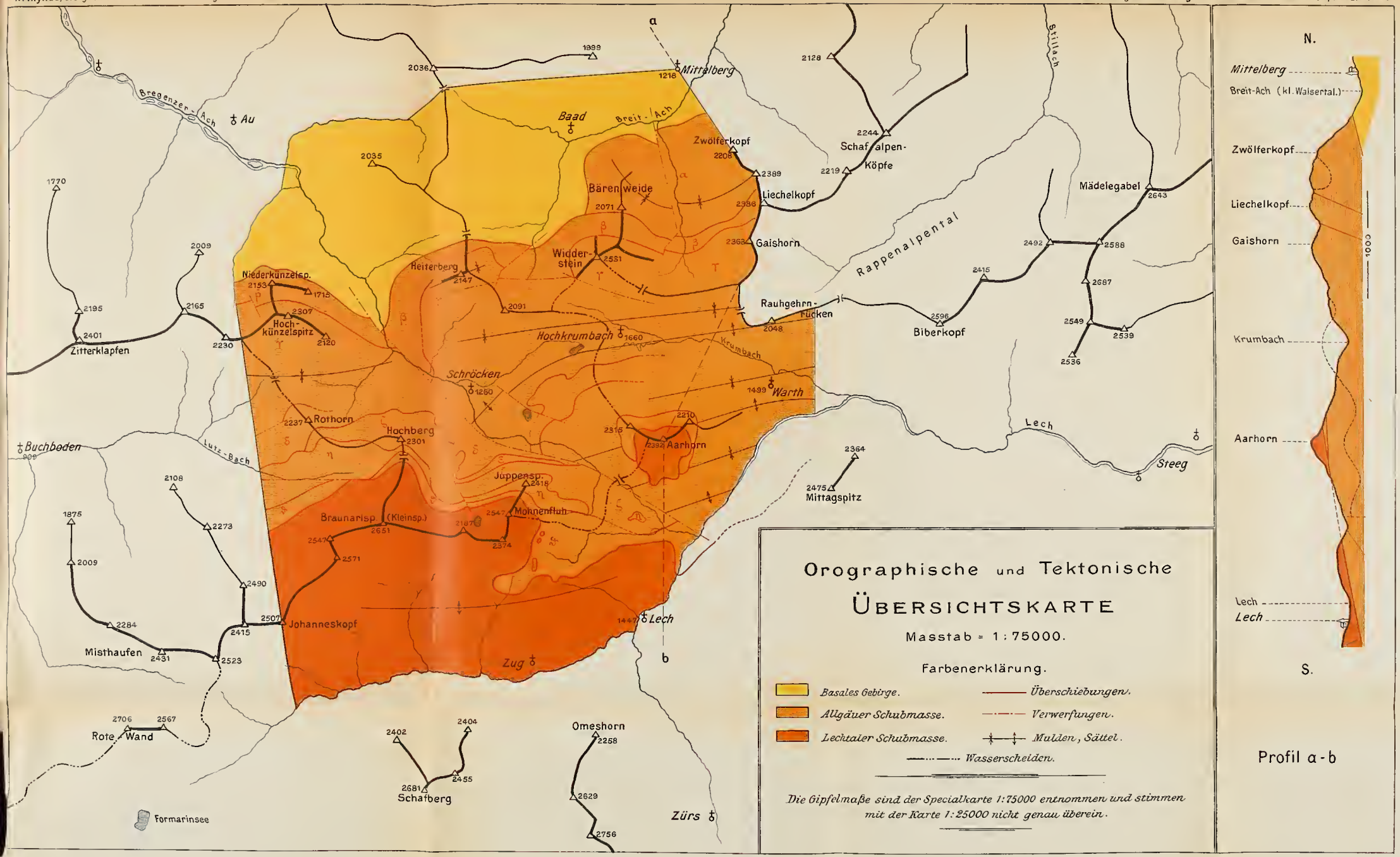
Mitteilungen der Geogr. Gesellschaft in München, Bd. IV 1909

1:25000 oder 1 cm = 250 m oder 3 cm = 1000 Schritte

Lith. u. Druck von Piloty & Loehle, München

Farbenerklärung. Alluvium: Bergsturz; Gehängeschutt, (Wiesenboden.); Flussalluvium.; Diluvium.; Flysch.; Aptychen Scht; Lias Fleckenmg; Roter Liaskalk; Kössener Scht; Hauptdolomit; Gyps der Ralbler Scht; Arlberg Scht; Muschelkalk; Ueberschiebungen; Verwerfungen.

Fallzeichen: wagrecht, (söhlig.); schwach; mässigsteil.; steil geneigt.; senkrecht, (seiger.)



Orographische und Tektonische Übersichtskarte

Masstab = 1 : 75000.

Farbenerklärung.

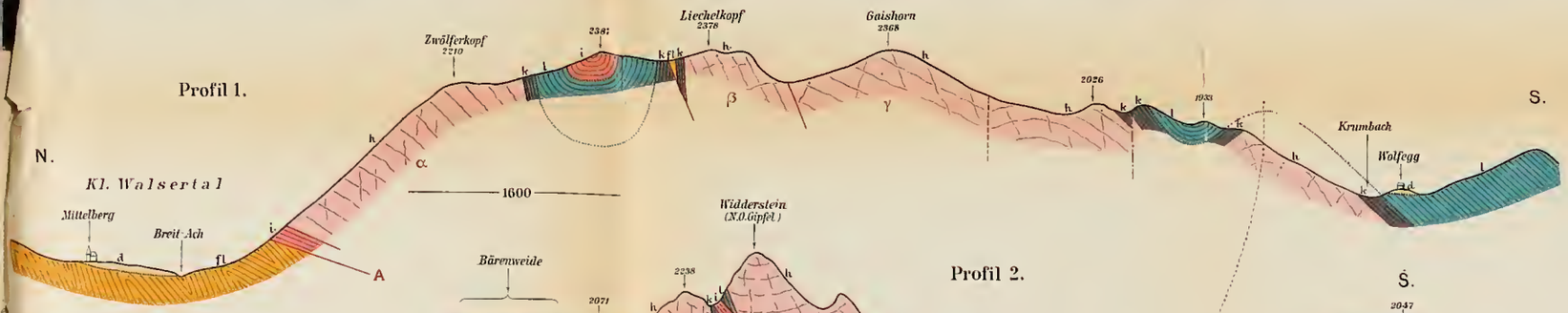
- *Basales Gebirge.*
- *Allgäuer Schubmasse.*
- *Lechtaler Schubmasse.*
- *Überschiebungen.*
- *Verwerfungen.*
- *Mulden, Sättel.*
- *Wasserscheiden.*

Die Gipfelmaße sind der Specialkarte 1:75000 entnommen und stimmen mit der Karte 1:25000 nicht genau überein.

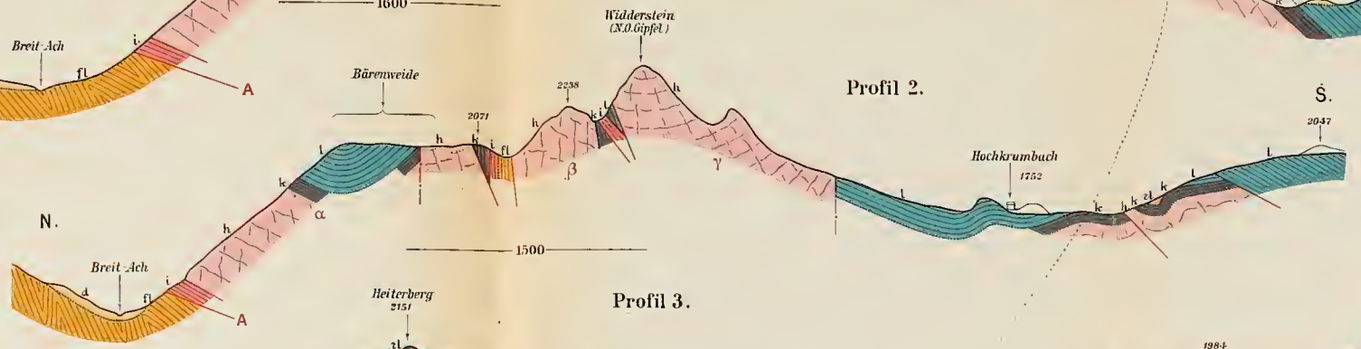
Profil a - b

Tafel III.
Profile 1-6.

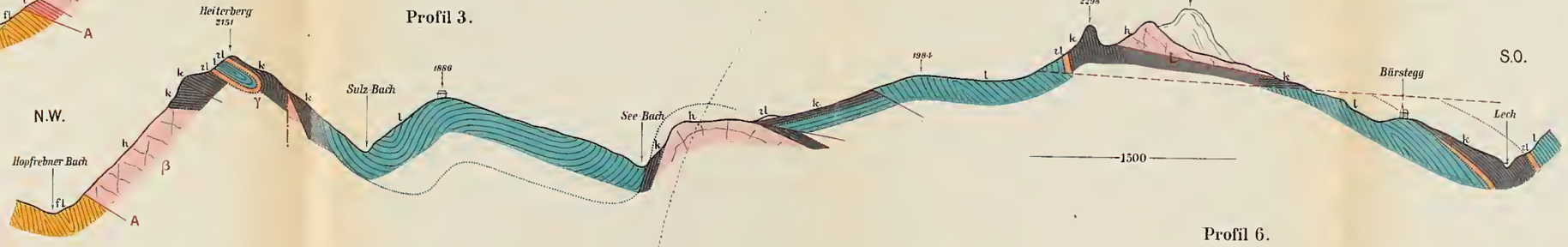
Profil 1.



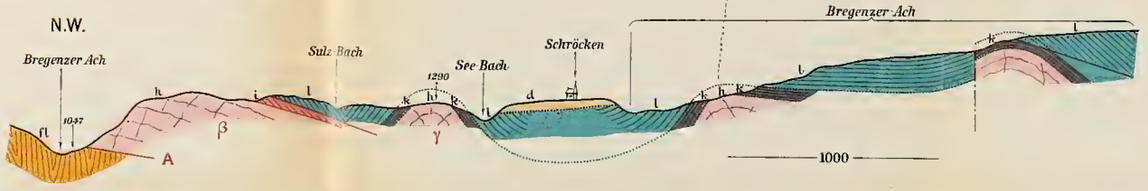
Profil 2.



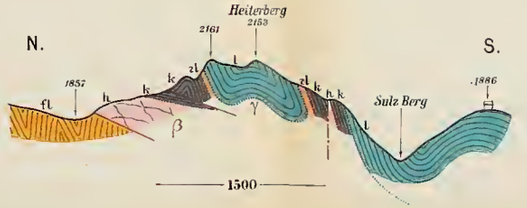
Profil 3.



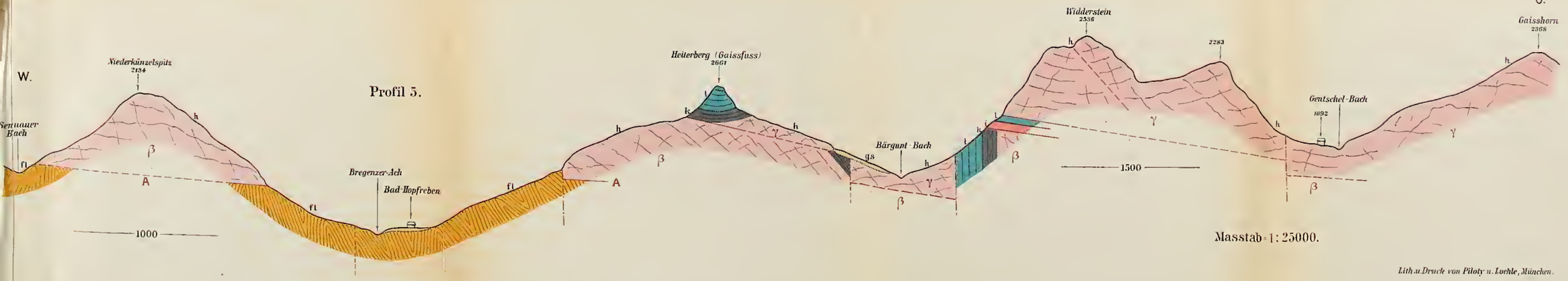
Profil 4.



Profil 6.



Profil 5.



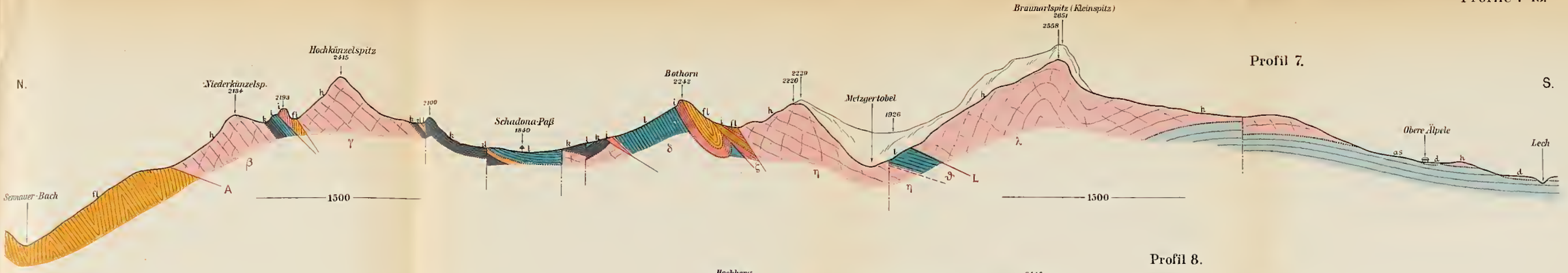
Farbenerklärung:

gs	Alluvium (Wiesenboden)	k	Kössener Schl.
d	Diluvium	h	Hauptdolomit.
fl	Flysch	gs	Gyps d. Raibler Schl.
i	Aptychen Schl.	as	Arlberg Schl.
l	Lias Fleckenmergel		
rl	Roter Liaskalk		
A ——	Allgäuer Überschiebung	---:---	Verwerfungen
L ——	Lechtaler Überschiebung	α β γ	siehe Erklärung S. 62.
---:---	Überschiebungen	δ ε ζ η ϑ λ	siehe Erklärung S. 74.

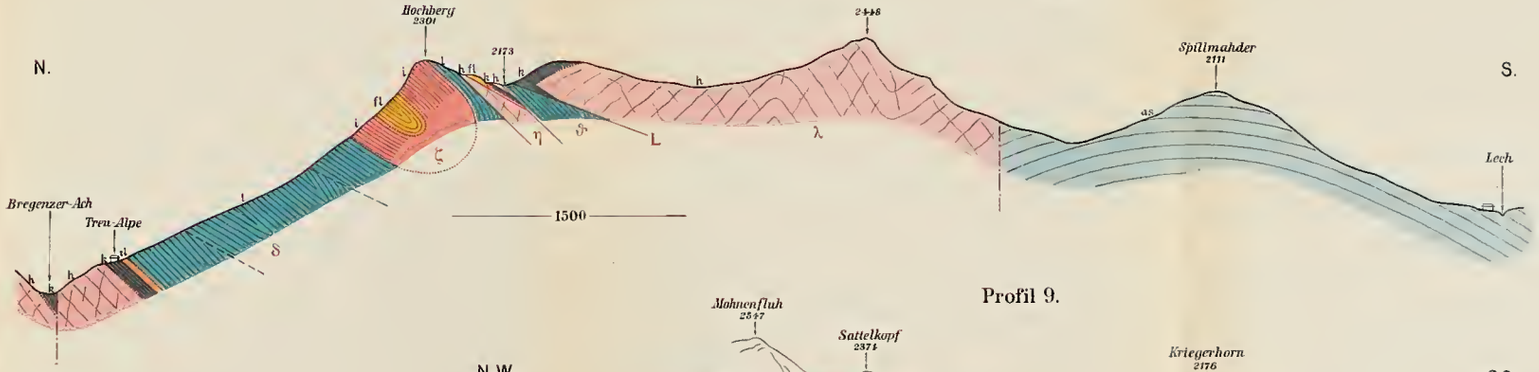
Masstab 1:25000.

Lith. u. Druck von Piloty u. Loehle, München.

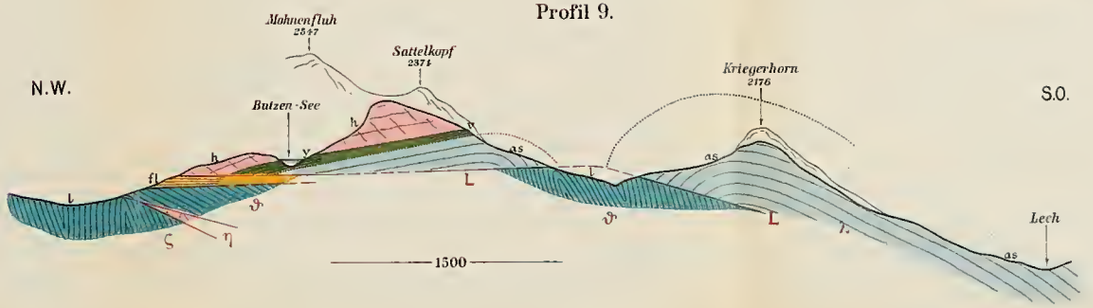
Profil 7.



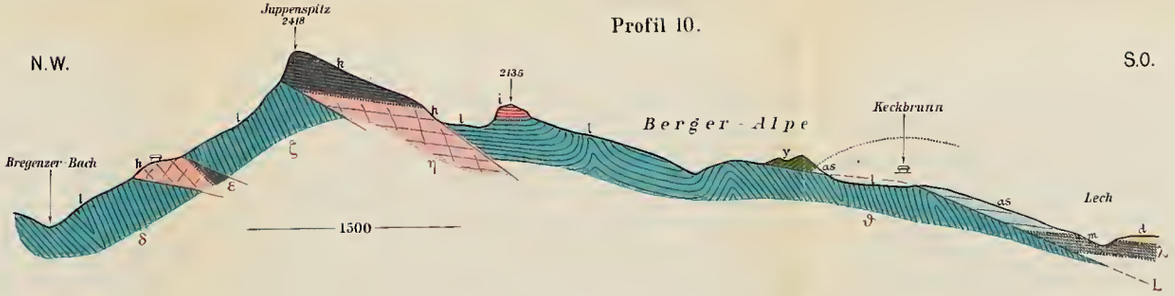
Profil 8.



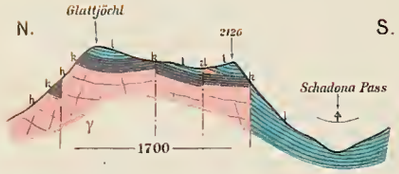
Profil 9.



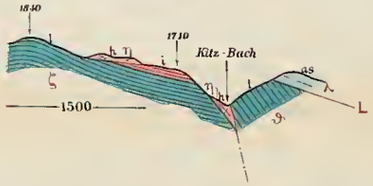
Profil 10.



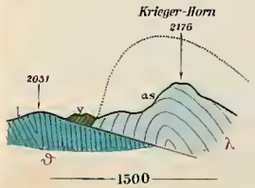
Profil 11.



Profil 12



Profil 13.



Farbenerklärung:

as	Allurium (Wiesenboden)	k	Kössener Schi.
d	Diluvium	h	Hauptdolomit.
fl	Flysch	y	Gyps d. Raibler Schi.
i	Aptychen Schi.	as	Arlberg Schi.
l	Lias Fleckenmergel	m	Muschelkalk
rl	Roter Liaskalk		

A —— Allgäuer Überschiebung
L —— Lechtaler Überschiebung
—— Überschiebungen
—— Verwerfungen
α β γ siehe Erklärung S. 62 u. 81
δ ε ζ η ϑ λ siehe Erklärung S. 74 u. 81

Masstab 1 : 25000.

Lith. u. Druck von Piloty u. Loehle, München.

Biographisches
Jahrbuch
und
Nekrolog
Band 4

Struktur und Bewegung des Gletschereises.

Vortrag, gehalten von Professor Hans Crammer-Salzburg am 5. November 1908 in der Sitzung der Geograph. Gesellschaft in München[1]).

(Mit Tafel 12—19.)

Die letzten Jahrzehnte können als eine Periode der Wiederbelebung der Gletscherforschung bezeichnet werden. Den Anstoß hierzu gab in den Ostalpen Eduard Richter durch seine Vermessungen des Obersulzbachgletschers und des Karlingergletschers in den Hohen Tauern. Richter verstand es, eine ganze Reihe jüngerer Männer für das Studium der Gletscher zu begeistern, und so schuf er einen Stab ostalpiner Gletscherforscher unter dessen ständiger Überwachung nun schon seit einer längeren Reihe von Jahren eine größere Anzahl von Gletschern steht. Veränderungen in der Ausdehnung dieser Gletscher werden durch genaue Vermessungen der Zunge oder auch des Firnfeldes festgestellt. Durch die Beobachtung der

[1]) Jenen Teil, der von der Temperaturverteilung und der Erweichung des Eises handelt, habe ich für den Druck ausführlicher wie im Vortrage behandelt. Der vorliegenden Arbeit liegen folgende Schriften des Verfassers vielfach zugrunde:

Über den Zusammenhang zwischen Schichtung und Blätterung und über die Bewegung der Gletscher. Zentralblatt für Mineralogie etc. 1902, Nr. 4, S. 103—107. 1902.

Eis- und Gletscherstudien. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Beilageband XVIII, S. 57—116. Stuttgart 1903.

Über Gletscherbewegung und Moränen. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Jahrgang 1905, Bd. II, S. 33—42. Stuttgart.

Die Gletscher. Aus der Natur. II. Jahrgang S. 385 ff. Leipzig 1906.

Die Temperatur des Gletscher- und Inlandeises im Zusammenhange mit der Eisbewegung. Zeitschrift für Gletscherkunde. Bd. I. S. 225—226. Berlin 1907.

Zur Entstehung der Blätterstruktur der Gletscher aus der Firnschichtung. Zeitschrift für Gletscherkunde. Bd. II, S. 198—212. Berlin 1908.

Ortsveränderungen von Marken die auf Firn- und Eisflächen gelegt werden, erhalten wir Aufschluß über die Richtung und Größe der Bewegung der Eisströme. Tiefbohrungen im Eise, die bis zum Untergrunde desselben reichen, verschaffen uns Kenntnis von der Mächtigkeit der Gletscher und von der Gestalt ihres Felsbettes. Aus der Menge des Schuttes, der als Mittelmoräne ausschmilzt, können wir den Betrag der Erosion durch Gletschereis berechnen. Durch Temperaturbeobachtungen in Bohrlöchern erlangten wir Kenntnis von den thermischen Verhältnissen der Gletscher u. s. w.

Wie in den Ostalpen, schritt die Gletscherforschung auch in den Westalpen rüstig vorwärts. Aber nicht nur das, sondern es wurde auch das Forschungsgebiet immer weiter und weiter, bis es sich schließlich über alle Kontinente und die beiden polaren Zonen ausdehnte. Weite Forschungsreisen förderten unser Wissen von der geographischen Verbreitung der Gletscher und machten uns mit bisher fremdgebliebenen Gleschertypen, den Vorlandgletschern Alaskas und dem polaren Inlandeise Grönlands und der Antarktis bekannt.

Das Gesagte zeigt in kurzen Zügen, wie sehr unsere Kenntnis von den Gletschern in der letzteren Zeit bereichert worden ist. Aber trotzdem ist dieses Wissen immer noch lückenhaft. Denn so manche Frage, deren Beantwortung für das volle Verständnis des Gletscherphänomenes unbedingt notwendig ist, harrt noch ihrer Lösung. In mancher Hinsicht stehen sich die Anschauungen der Kundigen heute noch ebenso unvermittelt gegenüber, wie vor Dezennien. Das gilt besonders bezüglich der Entstehungsweise gewisser Strukturen und der Bewegungsart der Gletscher. Keine Ansicht hierüber konnte sich bisher allgemeine Anerkennung erringen. Das glaube ich sagen zu müssen, ehe ich meine eigenen, auf Grund langjähriger Gletscherstudien gewonnenen Anschauungen mitteile.

Von den Strukturen des Gletschereises ziehe ich nur in Betracht: die Kornstruktur, die Schichtung, die Blätterung und die Spaltenstruktur.

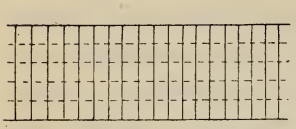
Die größeren Eismassen auf unserer Erde sind entweder unmittelbar aus Wasser oder aus Schnee hervorgegangen. Demnach unterscheiden wir Wassereis und Gletschereis. Jede dieser Eisgattungen ist kristallinisch und besteht aus gehemmten

Kristallen, die bei einer Temperatur unter 0°, dicht und fest aneinandergefroren sind, so daß man ihre Grenzen mit freiem Auge nicht wahrnimmt. Auch beim Zertrümmern des Eises werden die Kristallgrenzen nicht sichtbar; denn ganz unbekümmert um dieselben vollzieht sich der muschlige Bruch. Wenn aber ein Eisstück langsam schmilzt, dann entstehen an dessen Oberfläche, wo die gemeinsamen Grenzflächen benachbarter Kristalle ausstreichen, zarte Rinnchen, die, den Kristallgrenzen in das Innere des Eiskörpers folgend, sich nach und nach zu engen, nach innen sich auskeilenden Fugen vertiefen. Auf diese Weise zerfällt das Eisstück schließlich in seine Kristallelemente und es zeigt sich, daß die Kristalle des Wassereises stengelförmig sind, während die Kristalle des aus Schnee hervorgegangenen Gletschereises die Gestalt unregelmäßig geformter Körner haben. Das kommt eben von der verschiedenartigen Bildungsweise beider Eisgattungen.

Auf der Oberfläche stehender Gewässer setzt die Eisbildung an vielen von einander etwas entfernten Punkten fast gleichzeitig ein. Um jeden solchen Punkt gruppieren sich die Moleküle des erstarrenden Wassers zu selbständigen Kristallindividuen, die auf der Wasseroberfläche schwimmen. Mit der Zeit nimmt die Zahl und Größe der tafelförmigen Kristalle zu, bis sich letztere mit ihren seitlichen Rändern vollkommen berühren. Dann frieren sie aneinander und bilden eine dünne geschlossene Eisdecke, die sich durch Zuwachs an ihrer Unterseite allmählich verdickt. Während der Verdickung der Eisdecke entstehen aber nicht mehr neue Kristallindividuen; denn die erstarrenden Wassermoleküle gliedern sich den schon bestehenden Kristallen an. Diese wachsen also. Da sie aber dicht aneinander liegen, hemmen sie sich gegenseitig in ihrer Vergrößerung nach allen Seiten, nur nicht in der Richtung senkrecht zur jeweiligen Gefrierfläche, das ist die ebene, horizontale Unterseite der Eisdecke. Hiernach wachsen also die Kristalle nur vertikal nach abwärts weiter, wodurch sie sich zu aufrechtstehenden Stengeln formen. Das Abbild 1 ist ein Vertikalschnitt durch eine Teicheisdecke. Die oberste horizontale Linie versinnlicht die ursprüngliche Wasseroberfläche; die dazu parallelen Linien darunter deuten das allmähliche Dickerwerden der Eisdecke, bezw. das Vorrücken der Gefrierfläche an, und die vertikalen Linien stellen

endlich die Kristallgrenzen vor, welche auf den Gefrierflächen normal stehen.

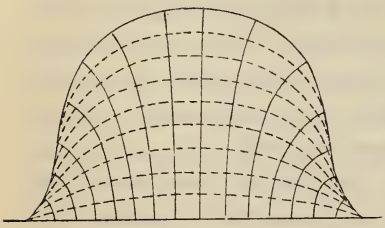
Abbild 1.



Teicheisscholle im Vertikalschnitte. Die Kristalle sind gerade Stengel, die auf den Gefrierflächen senkrecht stehen.

Stengelstruktur besitzt nicht nur das Teicheis, sondern jedes Wassereis, das durch schichtähnlichen Ansatz gewachsen ist. So z. B. das Rieseleis, das entsteht, wenn Wasser bei einer Lufttemperatur unter Nullgrad in dünner Schichte einen festen Gegenstand überrieselt. Fällt beispielsweise Wasser tropfenweise, etwa vom Gewölbe einer Felsenhöhle, auf den Erdboden, so rieselt es von der Aufschlagstelle nach allen Richtungen auseinander und bedeckt eine kreisförmige Fläche. In dieser Wasserschichte entstehen, wie auf dem stehenden Wasser, kleine Eiskristalle, die sich aber hier zu einer dünnen Kruste zusammenschließen, welche dem Boden fest aufsitzt. Das Wasser der nächstfolgenden Tropfen überrieselt diese Kruste und indem es gefriert, gliedern sich seine Moleküle den Kristallen der Kruste an. Dabei erfolgt der Zuwachs des Eises nicht überall gleichmäßig; er schreitet an der Aufschlagstelle der Tropfen rascher vorwärts, als am kreisförmigen Rande der benetzten Fläche, weil dorthin das Wasser viel spärlicher rieselt. Darum sind die Gefrierflächen in dem jetzt betrachteten Falle nicht Ebenen, sondern nach oben gewölbte Flächen, und es wächst somit eine oben abgerundete Eissäule in die Höhe. Das Abbild 2 zeigt eine solche Säule im Vertikalschnitt, in welchem die Anordnung der Gefrierflächen durch gestrichelte Linien ersichtlich gemacht ist. Auch die Kristalle dieses Eisgebildes können mit der Eismasse nur in den Richtungen senkrecht zur jeweiligen Gefrierfläche weiter wachsen. Dementsprechend sind im Abbild 2 die Kristallgrenzen eingezeichnet. Die Kristalle dieses Rieseleises

Abbild 2.

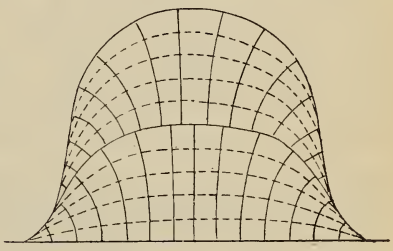


Eisstalagmit im Vertikalschnitt. Die Kristalle sind nach auswärts sich biegende Stengel, die in der Wachstumsrichtung dicker werden.

sind also zwar auch stengelförmig, aber sie unterscheiden sich trotzdem von jenen des Teicheises in auffälliger Weise. Denn infolge der Krümmung der Gefrierflächen des vorliegenden Rieseleises laufen in jedem seiner Kristalle die Wachstumsrichtungen etwas auseinander, weshalb diese Kristalle nach oben dicker werden. Da ferner in dem betrachteten Rieseleise die Gefrierflächen zueinander geneigt sind, so ändert sich auch die Richtung eines jeden Wachstumsfadens fortwährend von einer Gefrierfläche zur anderen, so daß gekrümmte Kristalle entstehen. Selbstverständlich ist diese Krümmung nur der äußeren Gestalt und nicht auch den Kristallachsen eigen.

In Höhlen sah ich nicht selten Stalagmiten, deren Eis geschichtet war. In solchem Falle bestand jede Schichte aus nur ihr eigenen Kristallstengeln, und es stießen die Kristalle benachbarte Schichten längs der Schichtfläche stumpf aneinander, wie es das Abbild 3 zeigt. Ich beobachtete folgendes: Wenn der Tropfenfall in der kalten Höhle eine Zeit lang ausblieb, so verdunstete an der Oberfläche des bereits gebildeten Stalagmiten einiges Eis. Der Kalk aber, welcher einst im Tropfwasser aufgelöst und dann im Eise äußerst fein verteilt war, konnte nicht mit verflüchtigen, sondern er blieb als zarter Staubbeschlag auf dem Stalagmiten zurück. Später, als wieder Wasser auf den Stalagmiten tropfte, verhinderte die Staublage, obwohl sie äußerst zart war, dennoch das Weiterwachsen der von ihr bedeckten Kristalle, weshalb oberhalb der Staublage neue Kristallindividuen entstanden. Auf die erwiesene Tatsache, daß eine feine Staubdeckung das Weiterwachsen der Eiskristalle verhindert, komme ich später zurück.

Abbild 3.



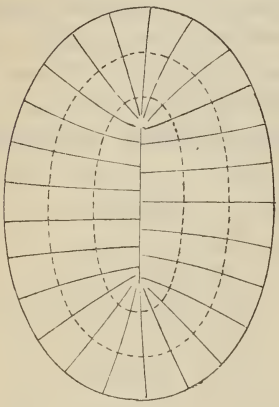
Geschichteter Eisstalagmit. Der Stalagmit besteht aus zwei Scharen von Kristallstengeln, welche mit ihren Stirnseiten an der Schichtfläche stumpf aneinanderstoßen.

Die Kenntnis der Struktur der Wassereisbildungen ist für den Gletscherforscher wichtig. Denn Wassereis gibt es auch auf und in den Gletschern. Eine Verwechslung des Wassereises mit Gletschereis muß in manchen Fällen zu schweren Fehl-

schlüssen führen, was bei genügender Strukturkenntnis ausgeschlossen ist.

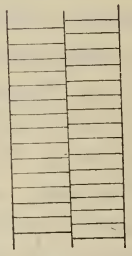
Im Gletscher entsteht Wassereis, wenn sich das auf dem Gletscherrücken entstandene Schmelzwasser z. B. in alten, unten zugedrückten Gletschermühlen oder in engen Spalten sammelt und dort gefriert. Solches Wassereis bildet im ersten Fall einen vertikalen Zylinder, im zweiten eine aufrechtstehende Platte. Beide Gebilde sind seitlich vom Gletschereis vollständig umschlossen. An der Oberfläche des schmelzenden Gletschers sieht man die ausgefrorenen Gletschermühlen im Querschnitte (Abbild 4). Derselbe ist meist elliptisch und läßt eine radial

Abbild 4.



Horizontaler Querschnitt durch einen mit Wassereis erfüllten Schacht einer Gletschermühle. Die Kristallstengel verjüngen sich in der Wachstumsrichtung.

Abbild 5.



Vertikalschnitt durch eine mit Wassereis erfüllte Gletscherspalte. Die Kristallstengel treffen sich in der Mitte der Spalte nach einer deutlich sichtbaren Naht.

angeordnete Stengelstruktur erkennen. Diese Anordnung kommt davon, daß in dem vom Gletschereis umschlossenen, mit Wasser gefüllten, zylindrischen Hohlraum die Wassereisbildung am Zylindermantel beginnt und von dort konzentrisch gegen die Mitte des Schachtes fortschreitet, wodurch der Schacht zunehmend enger wird, bis er ganz geschlossen ist. Diesen Vorgang versinnlichen im Abbild 4 die gestrichelten Linien. Da die Kristalle der ersten Wandschichte des Wassereises senkrecht zu den jeweiligen Gefrierflächen weiter wachsen, so müssen sie sich zu

radial angeordneten Stengeln entwickeln, deren Querschnitte gegen die Mitte der Gletschermühle zu kleiner werden.

Auch die Platten aus Wassereis, die Ausfüllungen enger Gletscherspalten sind, sieht man häufig an der Oberfläche der Gletscher oder an den Wänden jüngerer, klaffender Spalten ausstreichen. Da erscheinen sie als schmales Band (Abbild 5) mit stengelförmigen, geraden Kristallen, die von beiden Spaltenwänden her gegen die Mittelebene der Spalte gewachsen sind, wo sie nach einer deutlich wahrnehmbaren Naht stumpf gegeneinander stoßen.

Von den Wassereisbildungen in Form gewöhnlicher Eiszapfen, die in den Firnklüften keine Seltenheit sind, sehe ich hier ab, und wende mich nun zur Entstehung des Gletschereises aus dem Schnee.

Schnee ist eine Anhäufung von kleinen nadel-, stern- oder plättchenförmigen Eiskriställchen, die sich durch Sublimation freischwebend in der Atmosphäre gebildet haben. Die Räume zwischen den angehäuften Kriställchen sind lufterfüllt. Schmilzt der Schnee oberflächlich, so versickert das Schmelzwasser im verbleibenden Schneerest und verdrängt daraus Luft, die nach oben ins Freie entweicht. Je tiefer das Wasser in den Schnee dringt, um so mehr kühlt es ab, indem es nach und nach die Temperatur des Schnees annimmt. Da in den hochliegenden Gebieten der Firnfelder unserer Alpengletscher die Temperatur des Schnees schon in kleinem Abstande unter dessen Oberfläche auch tagsüber etwas unter Nullgrad bleibt, so wird das versickernde Wasser bis auf den Gefrierpunkt abgekühlt, und die wieder erstarrenden Moleküle gliedern sich an jene Schneekriställchen, die sie eben berühren. Die Kriställchen wachsen durch dieses Ankristallisieren allseitig und werden dadurch zu rundlichen Körnern, die nach immer größer werdenden Flächen aneinanderstoßen und längs welchen sie fest zusammenfrieren. So wird aus dem lockeren Schnee eine zusammenhängende und dichtere Masse, die man Eis nennt.

Sinkt nun, z. B. bei eintretender Nacht, die Temperatur der Luft über dem Schnee unter 0°, so wird der Schnee von oben her durchkältet und es gefrieren auch die feuchtgewordenen Schneekristalle an der Oberfläche des Schnees fest aneinander und bilden mit dem schon früher entstandenen Eise einen

Harscht, der die Last eines Menschen zu tragen vermag, obwohl unter ihm immer noch lockerer Schnee liegt. Fällt auf den Harscht eine neue Schneeschichte, so ist es möglich, daß auch diese oberflächlich verharscht. Selbst im Winter, bei einer Lufttemperatur unter 0°, kann Harschtbildung erfolgen, wenn nur an heiteren Tagen die Sonnenstrahlen unmittelbar auf den Schnee einwirken. Doch wenn es zwischen zwei Schneefällen keinen Sonnenschein gibt, und die Lufttemperatur unter 0° bleibt, dann lagern sich Schneeschichten ohne Harscht übereinander.

Aller Schnee, der vom Schmelzwasser unberührt blieb, wird mit der Zeit durch die größer werdende Last der oben zuwachsenden Schneeschichten immer stärker zusammengedrückt, wobei die an und für sich schon kleinen Schneekriställchen in noch kleinere Teile zerbrochen werden. Auch wird ein Teil der zwischen den Kriställchen befindlichen Luft ausgepreßt. Trotzdem berühren sich die Kriställchen solcher Schneelagen niemals so innig, wie in jenen Schichten, wo die Kristalle durch das Ankristallisieren des eingesickerten Wassers zu Körnern angewachsen sind.

In der warmen Jahreszeit ereignet es sich nicht selten, daß das Schmelzwasser, besonders im Vereine mit Regenwasser, sogar mehrere übereinander liegende Schneeschichten durchdringt und daß es sich über einer tiefer liegenden verharschten Schichte staut. Dort treibt es dann fast alle Luft aus dem Schnee, den es vollständig durchtränkt. Beim Gefrieren entsteht demnach eine sehr dichte, wenig Luftblasen enthaltende und darum bläulich erscheinende Eislage.

Nach dem Gesagten bleiben die Schneeschichten im Firnfelde eines Gletschers, so lange sie an der Oberfläche oder noch nicht tief unter derselben liegen, entweder schneeartig oder sie werden durch den Einfluß der äußeren Wärme und des eindringenden Wassers in recht verschiedenem Grade in eine mehr oder weniger eisige Masse verwandelt.

Wird eine Schichte durch spätere Schneefälle mächtig überlagert oder nach oben hin durch einen dichten Harsch abgeschlossen, so kann sie von der Oberfläche des Firnfeldes her niemals wieder Wasser in sich aufnehmen. Die Kristalle dieser Schichte können darum nicht mehr durch Ankristallisieren größer

werden. Daß aber diese Kristalle dennoch weiter wachsen, das müssen wir folgern, weil weiter unten im Tale, wo durch die Abschmelzung der Gletscherzunge ältere Eispartien wieder an die Gletscheroberfläche kommen, die Eiskristalle durchschnittlich viel größer als oben im Firnfelde sind. Eduard Hagenbach-Bischoff erklärt dieses Wachsen durch Überkristallisieren, das heißt dadurch, daß von zwei sich unmittelbar berührenden Eiskristallen der größere die Moleküle des kleineren nach und nach in seinen kristallinen Verband herüberzieht, daß also der größere Kristall seinen kleineren, schwächeren Nachbarn nach und nach vollständig aufzehrt. — Von der Richtigkeit dieser Anschauung überzeugte ich mich durch folgenden Versuch: Ich gab frisch gefallenen Schnee in eine Pfanne, preßte ihn etwas, übergoß ihn mit Brunnenwasser bis zur vollständigen Durchtränkung und ließ den Brei gefrieren. Es entstand eine feinkörnige dichte Eismasse, deren Körner nach den ersten 24 Stunden ihrer Entstehung die Größe feinen Grieses hatten. Nach 48 Stunden waren Körner mit 2 mm Durchmesser nicht selten. Nach 15 Tagen hatten einzelne Körner 5 mm und nach 29 Tagen sogar 7 mm Durchmesser. Anhaltendes Tauwetter machte es mir dann unmöglich, die Kristalle weiter zu züchten. Weil im geschilderten Versuche das Wachstum einzelner Kristalle bei nachgewiesen unveränderter Gesamtmasse des Eises vor sich ging, ist in der Tat nicht anzuzweifeln, daß die einen Kristalle auf Kosten der anderen gewachsen sind.

Indem also die durchschnittliche Korngröße mit dem Alter des Eises zunimmt, wäre zu gewärtigen, im Firnfelde treffe man in vertikaler Richtung abwärts auf immer größeres Korn. Aus demselben Grunde sollte man auch bei einer Wanderung auf der Gletscherzunge gegen deren Ende die Zunahme der Korngröße ohne Unterbrechung beobachten können. Beides trifft aber in Wirklichkeit nur insoferne zu, als die durchschnittliche Korngröße zunimmt. Sonst zeigen sich die größten Unregelmäßigkeiten, indem sich selbst in großem Abstande unter der Firnoberfläche zwischen grobkörnigen Lagen feinkörnige finden und auch in der Zunge grob- und feinkörnige Eispartien unmittelbar nebeneinander liegen. Das läßt sich in folgender Weise erklären: In jenen Schichten, die schon an der Firnoberfläche durch eingedrungenes Schmelzwasser vereist worden sind,

sind die Kristalle von vorneherein größer als in den schneeig gebliebenen Lagen. Ferner berühren sich die Kristalle der vereisten Lagen viel inniger und nach viel größeren Flächen, welche Umstände das Überkristallisieren unzweifelhaft begünstigen. Somit eilen die Kristalle der eisigen Lagen jenen in den schneeigen Lagen im Wachstum weit voraus.

Die Kristallkörner im Firnfelde und in der Gletscherzunge haben verschiedene Namen. Man nennt sie Firnkörner beziehungsweise Gletscherkörner; eigentlich sind aber beide ein und dasselbe und unterscheiden sich allenfalls nur durch ihre Größe. Es ist ferner nicht richtig, daß die Firnkörner in einem Eiszement gebettet liegen, sondern sie berühren sich, wo nicht Luft dazwischen ist, ebenso unmittelbar wie die Gletscherkörner.

Es liegt die Annahme nahe, das Überkristallisieren finde nicht nur zwischen den Kristallen ein- und derselben Eis- beziehungsweise Schneeschichte, sondern ganz allgemein auch an den Schichtflächen statt, so daß Kristalle der einen Schichte in die andere hinüberwachsen und umgekehrt, daß sich also die Schichten gegenseitig verzahnen, die Schichtflächen undeutlich werden und schließlich ganz verloren gehen. Ich habe mich aber überzeugt, daß dies fast nie geschieht. Die Schichtflächen bleiben selbst in sehr bedeutenden Abständen unter der Firnoberfläche in aller Schärfe fortbestehen. Das sieht man an den Wänden der Firnklüfte und noch besser an den großen Schmelzkehlen im Firnfelde, welche große Felsköpfe umziehen. Am oberen Rande des Firnfeldes der Übergossenen Alm im Lande Salzburg ist eine solche, deren steile Wand das Eis in einer Mächtigkeit von über 50 m aufschließt. Am Fuße dieser Wand streichen die Schichten ebenso scharf gegeneinander abgegrenzt aus, wie oben knapp unter der Oberfläche. Der Prozeß des Überkristallisierens geht also an den Schichtflächen nicht vor sich. Die Ursache davon ist der feine Staub, der aus der Luft auf jede Schneeschichte fällt, so lange sie zu oberst liegt, und der zwischen zwei Schichten kommt, wenn es neuerdings schneit. Ebenso wie eine Staublage auf einem Eisstalagmiten das Weiterwachsen der Kristalle verhindert, so verhindern die Staublagen an den Schichtflächen des Firn- beziehungsweise Gletschereises das Überkristallisieren, also die Zerstörung der

Schichtflächen. Die feinen Staublagen sind daher als Erhalter der Schichtflächen im Eise zu bezeichnen.

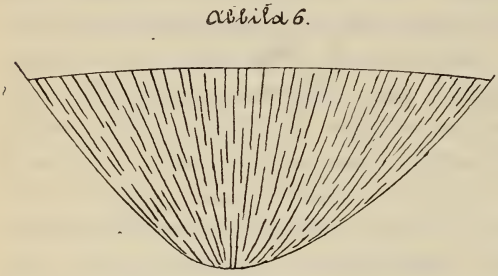
An den Schichtflächen des Firneises stoßen somit die Kristalle zweier verschiedener Schichten nach einer durchlaufenden, mehr oder weniger ebenen Fläche aneinander, während die Grenzflächen der Kristalle innerhalb einer jeden Schichte äußerst unregelmäßig verlaufen. Das hat, wie später erörtert wird, eine große Bedeutung für die Art der Bewegung des Eises.

Aus dem breiten, weitgedehnten Firnfeld treten die Eismassen der meisten unserer Alpengletscher in ein schmales Tal über und bilden in diesem eine langgestreckte Gletscherzunge. Suchen wir auf dieser nach der Schichtung, die wir eben im Firnfelde verließen, so mühen wir uns vergeblich. Dafür tritt uns eine andere Strukturform des Eises entgegen. Schon aus der Ferne bemerken wir auf der ganzen Breite des Zungenrückens eine zu seinen Ufern parallele Längsstreifung, eine Bänderung. Sind wir auf dem Gletscher selber, so sehen wir zwischen je zwei Bändern schmale Fugen in das Eis dringen, die sich nach unten verengen und die das Eis in Blätter zerlegen, durch deren Ausstreichen an der Zungenoberfläche eben die Bänderung entsteht. Die Dicke der Blätter, oder, was dasselbe ist, die Breite der Bänder schwankt von einigen Millimetern bis zu mehreren Zentimetern. Beim Verfolgen eines Bandes gletscherauf- oder abwärts nehmen wir wahr, daß es schmäler wird. Ehe es aber ganz auskeilt, nimmt an seiner Seite bereits ein anderes seinen Anfang, das sich in der Richtung des ersteren fortsetzt, bis es von einem dritten Bande abgelöst wird u. s. w. — An den Wänden der Querspalten setzt sich die Bänderung in die Tiefe fort. Das beweist, daß das Eis der Zunge auch in den Tiefen aus ebensolchen Blättern besteht, wie wir sie auf dem Gletscherrücken kennen gelernt haben. Wir sprechen daher von der Blätterstruktur der Gletscherzungen. Jedes einzelne Blatt ist aus unregelmäßig begrenzten Gletscherkörnern zusammengesetzt. Nur wo die Gletscherkörner an Blattflächen stoßen, sind sie vollkommen eben und glatt begrenzt, so daß die Blattflächen wie geschliffen aussehen. Nie ist zu bemerken, daß ein Korn eines Blattes in das benachbarte Blatt hinüberragt. Die Korngröße wechselt meist von Blatt zu Blatt um vieles. Blätter mit großem Korn haben geringen Luftgehalt und erscheinen

bläulich. Feinkörnige Blätter haben wegen des größeren Luftgehaltes eine milchige Färbung.

Über die Anordnung der Blätter im Zungenkörper erhalten wir den besten Aufschluß, wenn wir längs Querspalten von einem Ufer der Zunge zum anderen schreiten. Da gibt uns der Verlauf der Bänderung auf dem Zungenrücken und auf den Spaltenwänden das Streichen und Fallen der Blätter an. Überall streichen die Blätter in der Bewegungsrichtung des Eises, das ist ungefähr parallel zur Zungenachse. Ihr Einfallen ist aber verschieden. Ganz an den Ufern fallen die Blätter am flachsten ein. Sie liegen da den Hängen oder Wänden des Gletscherbettes stets vollkommen flach an. Je näher der Mitte des Gletscherstromes, um so steiler sind die Blätter aufgerichtet. In der Mitte der Zunge stehen sie vertikal. Die Blätter haben folglich im Querschnitte durch die Zunge jene fächerförmige Anordnung, die im Abbilde 6 dargestellt ist.

Über die Herkunft beziehungsweise die Entstehung dieser merkwürdig regelmäßig angeordneten Struktur bestehen auch derzeit noch weit auseinander gehende Ansichten. Ein Teil der Forscher sieht die Blätterung für eine vollständige Neubildung an, die ganz unabhängig von jeder etwa früher vorhandenen Struktur sich gebildet hat. Der andere Teil aber leitet die Blätterung von der Schichtung her, indem er die Blätterung für umgebildete Schichtung hält. Aber auch die Anschauungen der letztgenannten Forschergruppe gehen trotz teilweiser Übereinstimmung dennoch ziemlich weit auseinander. Im vorgeschriebenen Rahmen würde es zu weit führen, alle bestehenden Meinungsverschiedenheiten im Einzelnen mitzuteilen. Ich selber habe mich mit der erwähnten Strukturfrage durch viele Jahre eingehend befaßt. Das hierdurch bereits gewonnene abschließende Ergebnis lege ich hiermit zur Beurteilung vor.



Querschnitt durch eine Gletcherzunge mit gut entwickelter, fächerförmig angeordneter Blätterung.

Wenngleich meine Ansicht über die Entstehung der Blätter-

struktur erst nach und nach durch die Betrachtung vieler verschiedener Gletscher heranreifte, will ich mich im folgenden doch fast nur auf einen Gletscher berufen, den ich erst spät, erst im Jahre 1907, kennen gelernt und auch im Jahre 1908 wieder besucht habe. Denn dieser Gletscher zeigt alle in Betracht kommenden Erscheinungen in einer Klarheit und räumlichen Gedrängtheit, wie ich sie sonst nirgends angetroffen habe. Es ist das der schon im Eingange erwähnte Obersulzbachgletscher im Gebiete des Großvenedigers. Einige photographische Aufnahmen, die ich von diesem Gletscher im Jahre 1908 machte, sollen das folgende bekräftigen[1]).

Das Bild auf Tafel 12 wurde in der Nähe der Kürsingerhütte aufgenommen, am rechtsseitigen Hang des Obersulzbachtales. Es gewährt einen ziemlich weiten Blick auf den linken, westlichen Teil des Firnfeldes und auf die beginnende Zunge. — Das Firnfeld des Obersulzbachgletschers zerfällt durch Felsrippen, die vom Hauptkamme des Gebirges abzweigen und alsbald unter Eis und Schnee verschwinden, in fünf Teilbecken. Eine solche Rippe verrät sich auch in unserem Bilde durch eine Reihe von Felsinseln, die den Firn überragen. Die Längsachsen der Teilbecken laufen, wie die Speichen eines halben Rades, radial gegen die Zungenwurzel zusammen und bilden auf diese Art einen Fächer von 180° Spannweite. Unterhalb der Teilbecken sammeln sich die aus ihnen kommenden Teilströme in einen tiefen und weiten Talkessel zur wenig geneigten Zungenwurzel, die sich talabwärts trichterförmig rasch verengt, weil sich in dieser Richtung die beiderseitigen Talgehänge einander stark nähern. Am Ende dieses Trichters, das ist an seiner Spitze, veranlaßt eine hohe Talstufe die Bildung eines Gletscherbruches, der „türkische Zeltstadt“ genannt wird. Dieser Sturz setzt sich noch ein Stück weit in die eigentliche Gletscherzunge hinein fort. Im weiteren Verlaufe ist das Gefälle der Zunge viel sanfter und gleichbleibend. Auch die Zungenbreite ändert sich nur mehr wenig.

Die talabwärts geringer werdende Breite eines jeden Teilbeckens, die fächerförmige Anordnung dieser Becken, durch welche alles aus dem Becken kommende Eis gegen einen Punkt ge-

[1]) Man sehe auch die vom Deutschen und Österreichischen Alpenverein herausgegebene Spezialkarte der Venediger-Gruppe 1 : 50 000.

drängt wird, endlich die Trichterform des Felsbettes, in welchem die Zungenwurzel liegt, alles das bewirkt, daß die talabwärts bewegten Eismassen auf dem ganzen Wege vom obersten Firnrande bis zum Austritt aus der Zungenwurzel außerordentlich starken seitlichen Pressungen ausgesetzt sind. Von der ungeheuren Größe der pressenden Kräfte und ihrem raschen Anschwellen erhält man eine Vorstellung durch die Betrachtung des Verlaufes der Mittelmoränen im Trichter. Denn so rasch diese Moränen talabwärts zusammenlaufen, um ebensoviel verlieren die zwischen ihnen liegenden Teilströme durch seitliche Pressungen an Breite; dafür gewinnen sie natürlich an Mächtigkeit. — Der Parallelismus der Mittelmoränen auf der eigentlichen Zunge verrät dagegen, daß in letzterer keine Steigerung der seitlichen Druckkräfte stattfindet.

Da die nächstfolgenden Bilder, Tafel 13 bis 18, dem westlichsten Teilstrom entnommen sind, sei über diesen zur späteren Orientierung noch einiges gesagt: Zwischen der großen im Bilde Tafel 12 sichtbaren Felsinsel und dem orographisch linken Felsufer dieses Teilstromes steigt das Eis aus dem Firnbecken in regelmäßigen Treppenbrüchen in den Trichter herab. Im oberen Teil des Trichters sind keine Spalten. Solche öffnen sich erst in einiger Entfernung vom Treppenbruche. Sie gähnen um so weiter, je näher sie der Zeltstadt gerückt sind. Am Fuße der Zeltstadt schließen sich die Klüfte wieder.

Nun wollen wir vom Firnbecken des westlichsten Teilstromes, der allgemeinen Bewegungsrichtung des Eises folgend, hinabwandern bis auf die Zunge des Gletschers.

Oben im flachgeneigten Sammelbecken streichen die Firnschichten an den Wänden der Klüfte parallel zur Oberfläche des Firnfeldes aus. Etwas weiter unten im Treppenbruche, von dem die Tafel 13 die beiden untersten Absätze wiedergibt, ist das Teilbecken schon um vieles schmäler wie weiter oben. Da sehen wir an den vertikalen Wänden einer jeden Treppenstufe wiederum Schichten ausstreichen, aber sie bilden hier flache Mulden, deren Schenkel sich unter recht spitzen Winkeln mit den horizontalen Flächen der Treppenstufen verschneiden. Das macht den Eindruck, die Schichten haben einem von links und rechts her wirkenden Drucke durch Verbiegung etwas nachgegeben. Im Vordergrund des Bildes, das gletscheraufwärts aufgenommen

worden ist, breitet sich der obere, wenig geneigte Teil des Trichters aus, der infolge der mangelnden Spalten keinen Einblick in das Innere des Eiskörpers gestattet.

Wir begeben uns weiter talabwärts gegen die türkische Zeltstadt, zu einer der ersten dort aufreißenden Spalten. Sie ist auf Tafel 14 abgebildet. Da auch dieses Bild gletscheraufwärts aufgenommen wurde, erscheint hinter der Spalte wieder der obere Teil des Trichters und ganz im Hintergrunde der Treppenbruch, der im sich senkenden Nebel zu verschwinden droht. Trotz der verhältnismäßig geringen Entfernung vom Treppenbruch, wo die Schichten erst ganz schwach gebogen sind, bis zur abgebildeten Spalte, sehen wir an der uns entgegenstehenden Spaltenwand die Schichten von beiden Seiten her schon recht auffällig zusammengeschoben. Hinter dem Eispickel liegen drei stark gekrümmte Schichtmulden ineinander, deren Schenkel an der Gletscheroberfläche steil ausstreichen. Nur der im Bilde linke Schenkel der untersten der drei Mulden legt sich an der Gletscheroberfläche flach um. Bemerkenswert ist ferner, daß neben der grobzügig angelegten Faltung eine zweite, viel feinere Fältelung vorhanden ist.

Je näher wir der türkischen Zeltstadt kommen, um so stärker gefaltet streichen die Schichten an den zahlreichen, immer weiter klaffenden Querspalten aus. Im Bilde auf Tafel 15 sind die Faltenscheitel schon spitzer zusammengedrückt und die Schenkel noch steiler aufgerichtet. Auch hier ist die schon am vorigen Bilde wahrgenommene feinere Fältelung vorhanden. Daß an dieser Stelle wirklich Schichten vorliegen, die im Firnfelde infolge der Periodizität der Schneefälle entstanden, aber auf dem Wege bis hier herab gefaltet wurden, ist unzweifelhaft. Das wird uns besonders klar, wenn wir uns auf einen erhöhten Standpunkt, etwa zur Kürsingerhütte begeben und von dort aus alles bisher im Einzelnen Gesehene im Zusammenhang überblicken. — Daß echte Schichtung vorliegt geht auch daraus hervor, daß an der Spaltenwand auf Tafel 15, wie an den Spaltwänden oben im Firnfelde, zwischen auffällig deutlich erkennbaren Schichtflächen, die den sommerlichen Schmelzperioden entsprechen, in viel kleineren Abständen eine Menge oft schwer erkennbarer Schichtflächen ausstreichen, welche die einzelnen Schneefälle der kalten Jahreszeit trennen. Die Höhe der Spaltenwand, so weit

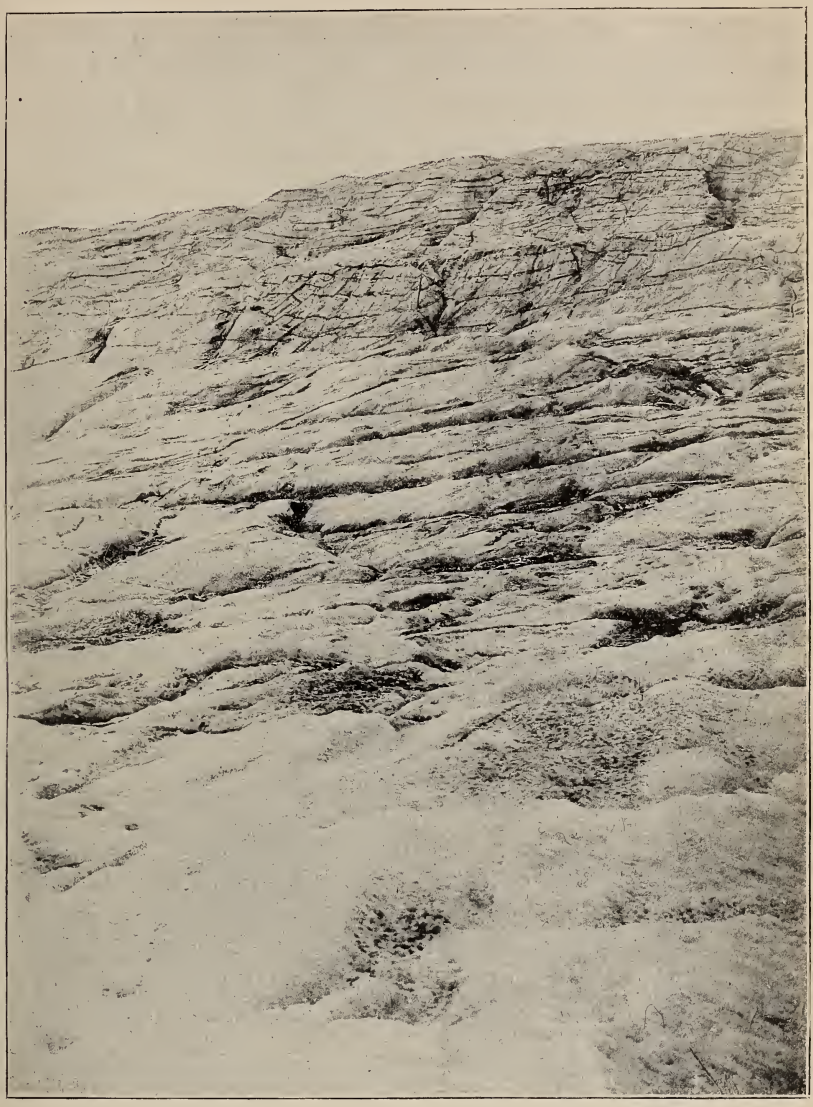
sie im Bilde sichtbar ist, beträgt nach vorsichtiger Schätzung mindestens 10 m. Danach sind die Maße der Falten zu beurteilen.

Das Ausstreichen der Falten kann auch an der Oberfläche des Gletschers beobachtet werden; denn die Gletscheroberfläche ist nicht die aus dem Firnfelde herabgewanderte oberste Schichtfläche, sondern eine Abschmelzungsfläche, die sich dem Untergrund des Eisstromes talabwärts langsam aber stetig nähert, bis sie ihn am Gletscherende trifft. Deshalb werden die in der Bewegungsrichtung des Eises streichenden Schichtfalten von der Gletscheroberfläche nach talauf- und talabwärts gerichtete Bögen geschnitten, je nachdem ein Schichtsattel oder eine Schichtmulde zum Schnitte kommt. Die Scheitel dieser Bögen sind um so spitzer, und ihre beiden Bogenäste um so gerader und um so mehr in die Bewegungsrichtung des Eises gestellt, je steiler die Falten aufgerichtet und je mehr sie von den Seiten zusammengedrückt sind. Selbstverständlich kommen durch die Abschmelzung gletscherabwärts immer ältere Schichten zutage.

Weil das Bild auf Tafel 15 gletscheraufwärts aufgenommen wurde, so sieht man im Hintergrunde wieder den Treppenbruch. Von genau demselben Standpunkt wie dieses Bild, machte ich zwei andere Aufnahmen gletscherabwärts, die einander etwas übergreifen. Im linken dieser beiden zuletzt erwähnten Bilder, Tafel 16, schließt an einen breiten Sattel mit sekundärer Faltung rechts eine steilgestellte Mulde an. Dieselbe Mulde ist auch auf der linken Seite des Bildes, Tafel 17, vorhanden. Rechts von der Mulde ist von Schichtfalten fast nichts bemerkbar. Nur ganz in der Nähe der Mulde sind hie und da noch Spuren von Faltung zu finden. Sonst sind überall die Faltenwölbungen durch die ungeheure Zunahme des von beiden Gletscherufern her wirkenden Druckes vollständig ausgequetscht worden, so daß von den Falten nur deren Schenkel erhalten blieben. Hierdurch wurden die Schichten in ebene Blätter gänzlich zerteilt, die an den Spaltenwänden in annähernd vertikaler Richtung, und auf der Gletscheroberfläche in der Bewegungsrichtung des Eises ausstreichen. Schichtung im gewöhnlichen Sinne besteht also an dieser Stelle des Gletschers nicht mehr. Wir geben daher der aus ihr hervorgegangenen Struktur einen eigenen Namen, der ihr Wesen kennzeichnet, und nennen sie Blätterung.

Obersulzbachgletscher. Westlicher Teil des Firnfeldes und Zungenwurzel mit der Türkischen Zeltstadt.

Aufgenommen von H. Crammer am 13. VIII. 1908.



Obersulzbachgletscher. Im Hintergrund die beiden untersten Stufen des Treppenbruches. An den vertikalen Stufenwänden streicht eine flache Schichtmulde aus. Die Schichtung wird von zahlreichen „Wassereisblättern" durchschnitten, die durch das Gefrieren von Wasser entstanden sind, das sich in engen Spalten sammelte. Längs den Wassereisblättern ist die Schichtung häufig etwas verworfen. Im Vordergrunde ist die spaltenfreie Fläche des „Trichters".

Aufgenommen von H. Crammer am 13. VIII. 1908.

Obersulzbachgletscher. Im Vordergrunde verläuft eine der ersten Querspalten des Trichters, an deren bergseitiger Wand hinter dem Eispickel eine schon ziemlich stark gekrümmte Mulde ausstreicht. Im Hintergrund verschwindet im Nebel der Treppenbruch. Man beachte die sekundäre Fältelung.

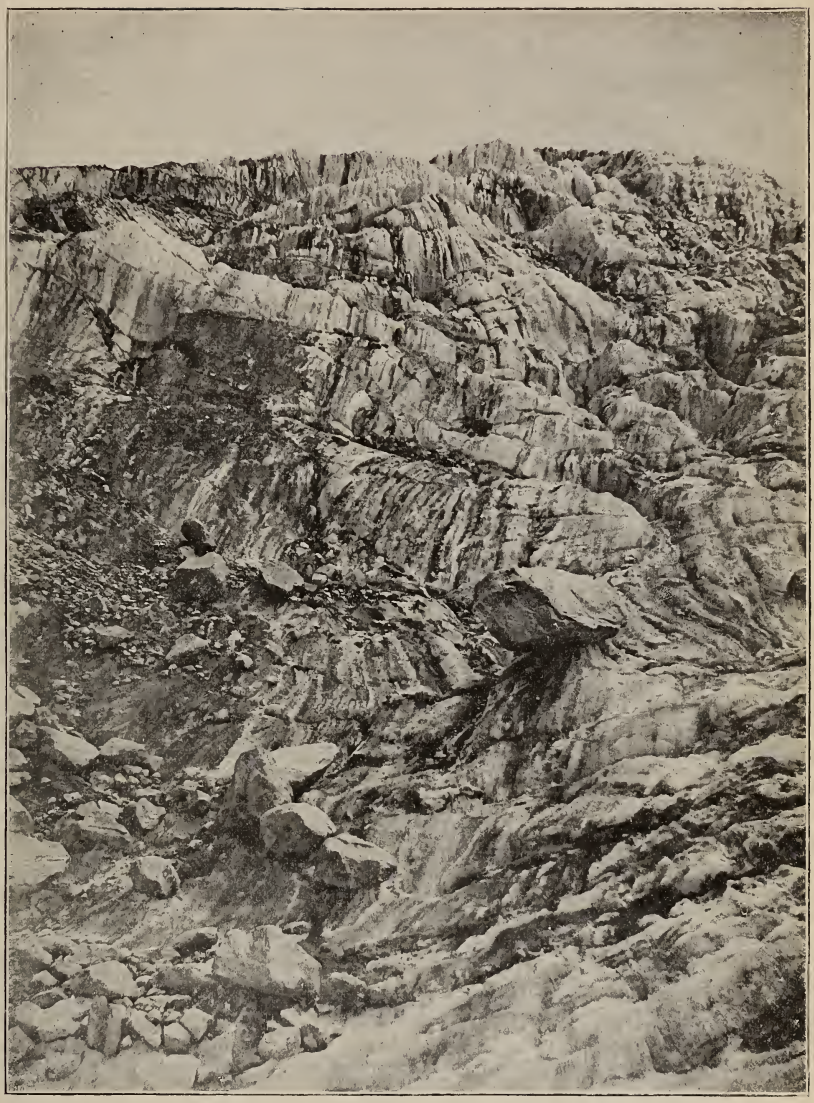
Aufgenommen von H. Crammer am 13. VIII. 1908.

Obersulzbachgletscher. Stark gefaltete Eisschichten mit sekundärer Fältelung. Die vorliegende Spaltenwand befindet sich nur ein kleines Stück unterhalb jener, die in Tafel 14 abgebildet ist. Im Hintergrunde ist der Treppenbruch mit seiner erst ganz wenig verbogenen Firnschichtung sichtbar.

Aufgenommen von H. Crammer am 13. VIII. 1908.

Obersulzbachgletscher. Spaltenwand an der Oberkante der türkischen Zeltstadt. Aufgenommen von derselben Stelle wie das Bild auf Tafel 15, jedoch gletscherabwärts. Im mittleren Teil des Bildes ein breiter Sattel mit sekundärer Fältelung. Rechts davon eine steilgestellte Mulde. Noch weiter rechts steil aufgerichtete Faltenschenkel. Aufgenommen von H. Crammer am 13. VIII. 1908.

Obersulzbachgletscher. Dieses Bild übergreift das auf Tafel 16 auf dessen rechter Seite. Links ist dieselbe steile Mulde wie auf Tafel 16 zu sehen. Rechts davon steilgestellte Faltenschenkel und nur mehr Spuren von Wölbungen. Noch weiter rechts ausschließlich Blätterung, die an den Spaltenwänden vertikal und auf der Gletscheroberfläche in der Bewegungsrichtung ausstreicht. Aufg. von H. Crammer am 13. VIII. 1908.



Obersulzbachgletscher. Wohlgeordnete Blätterung am Fuße der türkischen Zeltstadt.

Aufgenommen von H. Crammer am 12. VIII. 1908.

Hornkees im Zillertale. Verlauf der Blätterung auf der Oberfläche des Gletscherendes, das sich auf breitem Talboden ausbreitet. Man beachte die feinen Linien, welche die Blätterung unter spitzen Winkeln schneiden. Diese Linien sind das Ausgehende von Scherungsflächen. Die weißen Streifen, welche die Blätterung unter größeren Winkeln schneiden, sind Schmelzwasserfurchen die Reste von Neuschnee enthalten. Aufgenommen von H. Crammer am 17. VIII. 1908.

Wir stehen nun an der Oberkante der türkischen Zeltstadt. Die Durchkletterung der letzteren dürfte wohl nur an wenigen Stellen ausführbar sein. Im Jahre 1907 bin ich den Gletschersturz nahe dem linken Ufer ohne besondere Schwierigkeit hinaufstiegen; im Jahre 1908 machte ich einen vergeblichen Versuch den Sturz in der Mitte des Gletscherstromes zu überwinden. Großartige Klüfte zwischen Eismauern mit schmalen Kämmen und Gräten geboten mir die Umkehr. Ich konnte aber doch mit Sicherheit feststellen, daß die Blätterung im Absturze nicht zerstört wird. Die Masse des Eisstromes überstürzt sich nicht im Herabsteigen über die Talstufe, sondern sie bewegt sich ruhig und in mehr gleichmäßiger Weise. Nur einzelne Eisnadeln kommen zu Falle, aber deren Masse verschwindet gegenüber dem anderen Eise, und ihre Trümmer schmelzen bald. Daß die einmal entstandene Blätterung überall in der Zeltstadt fortbestehen bleibt, und daß sie daselbst nicht einmal in Unordnung gerät, sieht man auch vorzüglich, wenn man weiter unten auf der Zunge steht und von dort auf den Sturz zurückblickt. Die wildzerspaltenen Eismassen erscheinen dann infolge der Blätterung vollkommen einheitlich, mehr oder weniger vertikal gestreift.

Das Bild Tafel 18 zeigt einen Teil des Fußes des Gletschersturzes in unmittelbarer Nähe gesehen. Die Blätterung ist hier nicht im Mindesten durcheinander geworfen. Von der Blätterung an der Oberkante des Sturzes unterscheidet sie sich aber durch größere Feinheit der Blätter.

Auch unterhalb des Sturzes setzt sich die Blätterung mit unverändertem Streichen in der Längsrichtung des Gletschers fort. Mit der Entfernung vom Sturze nimmt ihre Feinheit noch etwas zu, und damit geht sie ganz allmählich in jene fächerförmig angeordnete Blätterung über, die ich schon am Beginne dieser Erörterung beschrieben habe, und die allen jenen Gletschern eigen ist, deren Breite im Vergleich zur Breite des Firnfeldes, aus dem sie kommen, verhältnismäßig gering ist.

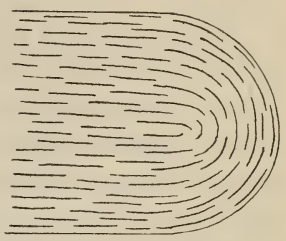
Das Gesehene beweist untrüglich, daß die Blätterung in den Gletscherzungen durch allmähliche Faltung der Firnschichtung und Auswalzung der Falten hervorgeht, daß also die Blätterung bloß die umgebildete Firnschichtung und keine Neubildung ist.

Von manchen Forschern, die die Umwandlung der Schichtung in Blätterung bestreiten, wird auf Stellen hingewiesen, wo die Firnschichtung von Blättern durchschnitten wird. Diese Forscher sagen: Ginge die Blätterung aus der Schichtung hervor, so könnten sich diese beiden Strukturen nicht schneiden. — Gegen die Richtigkeit des letzten Satzes ist nichts einzuwenden; doch nur unter der Voraussetzung, daß die Blätter, welche die Firnschichten schneiden, gleicher Entstehung sind, wie jene Blätter, aus denen die ganze Zunge zusammengesetzt ist. Ich selber habe auf verschiedenen Gletschern gar nicht selten die Firnschichtung von Blättern unter schiefen oder rechten Winkeln quer durchschnitten gefunden. Das war z. B. auch an den vertikalen Wänden des schon genannten Treppenbruches im westlichsten Teilstrom des Obersulzbachgletschers der Fall. Aber dort, wie sonst überall waren diese Blätter nicht wie jene in den Zungen aus Gletscherkörnern, sondern aus stengelförmigen Kristallen zusammengesetzt, welche genau die Anordnung hatten, die uns aus dem Abbilde 5 bekannt ist. Die Blätter, die die Schichtung schneiden, sind demnach Wassereisbildungen, die enge Spalten ausfüllen. Sie sind also etwas ganz anderes wie die Blätter, welche der Zunge die charakteristische Blätterstruktur verleihen. Sie entscheiden daher hinsichtlich der Entstehung dieser Struktur gar nichts.

Im Zungenende kann die Blätterung eine zweifache Anordnung besitzen. Liegt das Gletscherende in einer Schlucht, dann bleibt die im Zungenquerschnitt fächerförmige Anordnung der Blätter bis an das Gletscherende fortbestehen. Das ist z. B. der Fall beim Schalf-Marzellferner und beim Hochjochferner. Breitet sich jedoch das Zungenende, wie beim Hornkees im Zillertal, auf einem ebenen, weiten Talboden aus, dann fällt der Blätterfächer weiter auseinander und die Gruppierung der Blätter an der Stirne der Zunge wird ganz eigentümlich. Die Bänderung auf der Oberfläche des gewölbten Zungenendes verläuft da nicht parallel zur Zungenaxe, sondern in schönen Bögen, die zum gerundeten Rande des Zungenendes parallel sind, von einer Seite der Zunge zur anderen. Siehe Tafel 19. Je weiter ein solcher Bogen vom Rande der Zungenspitze absteht, um so schärfer ist er gekrümmt. Im Abbild 7, das das Ende einer Gletscherzunge in der Draufsicht vorstellt, sieht man, in welcher Weise die zur Zungenachse parallel streichende Bänderung, die wir schon früher bei der Querung

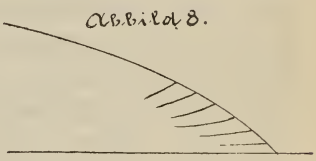
einer Gletscherzunge in ihrem mittleren Teile besprochen haben, in die bogenförmige Bänderung in der Zungenspitze übergeht. — Wenn die Zungenspitze von Radialspalten durchsetzt ist, so kann man an den Spaltenwänden das Einfallen der Blätter in den Eiskörper beobachten. Am Rande der Zungenspitze liegen die untersten Blätter überall dem Untergrund ganz flach auf. Je höher ein Blatt vom Untergrund absteht, um so steiler fällt es gletscherwärts ein. Da jedes Blatt gegen den Untergrund sanft gekrümmt ist, so fallen die Blätter tief im Innern der Eismasse flacher ein, wie an der Eisoberfläche. Im Abbild 8 habe ich das Einfallen der Blätter so dargestellt, wie ich es an den Wänden von Radialspalten oft beobachtete. In Zungenspitzen, die sich auf einen ebenen Talboden ausbreiten können, haben also die Blätter eine doppelte Krümmung. Man siehe das Abbild 7 und 8. Die Blätter sind darum in solchen Gletscherenden nach Flächen angeordnet, die die Gestalt der Vorderteile von Eßlöffeln haben. Je höher über dem Boden ein solcher Löffel liegt, um so schmäler und zugespitzter ist er, und um so steiler sind seine Seitenwandungen gestellt. Die Wände des innersten Löffels stehen vertikal und lassen zwischen sich keinen Raum frei. Gletscheraufwärts geht auf diese Weise die löffelförmige Anordnung der Blätter in die fächerförmige über.

Abbild 7.



Draufsicht auf das Ende einer Gletscherzunge, das sich auf breitem Talboden frei ausbreiten kann. Die gestrichelten Linien deuten das Ausstreichen der Blätterung an.

Abbild 8.



Einfallen der Blätterung, wie man es an Radialspalten in Gletscherenden beobachtet, welch letztere sich frei ausbreiten könneu.

Um Mißverständnissen vorzubeugen, betone ich ganz ausdrücklich, daß kein Löffel und keine Fächerwand aus einem einzigen Blatte, sondern aus einer sehr großen Zahl bald größerer, bald kleinerer flachlinsenförmiger Blätter besteht, die sich mit ihren auskeilenden Rändern übergreifen. Freilich sieht man das Auskeilen aus einiger Entfernung nicht mehr, und dann gewinnt man den falschen Eindruck, als ob die Zungenspitze aus dünnen,

ununterbrochen fortlaufenden Blättern beziehungsweise Schichten bestände.

Sonderbar ist es, daß wir im Firngebiete keine gefalteten Schichten sehen, obwohl sicher schon dort wegen der zunehmenden Verengung des Firnbeckens recht bedeutende seitliche Pressungen stattfinden. Diese Ungereimtheit findet ihre Lösung in dem Umstande, daß oberhalb der Firnlinie die älteren, bereits gefalteten Schichten alljährlich durch neue, ausdauernde Schneeschichten verdeckt werden. Setzen wir ein Firnfeld voraus, das an seinem obersten Rande die größte Breite hat und sich von da bis zur Firnlinie ganz gleichmäßig verengt, und betrachten wir die vereisten Schneeschichten, wo sie durch das Querprofil an der Firnlinie hindurchgehen, so ergibt sich folgendes: die unterste älteste Schichte, welche bereits die ganze Länge des Firnfeldes durchmessen hat, also von dessen obersten, breiten Rande bis zur verhältnismäßig schmalen Stelle an der Firnlinie vorgerückt ist, hat durch die Einzwängung in ein schmales Bett außerordentlich an Breite verloren und wurde dadurch stark gefaltet. — Die um vieles jüngere Schichte, welche ungefähr in der halben Höhe des genannten Querprofiles liegt, hat erst etwa die Hälfte des obenerwähnten Weges zurückgelegt. Ihr Verlust an Breite und das Maß ihrer Faltung ist demnach auch nur halb so groß wie in der untersten Schichte. — Endlich in der obersten, allerjüngsten Schichte, die noch gar keine nennenswerte Ortsveränderung ausgeführt hat, ist noch gar keine Faltung vor sich gegangen. Diese einfache Betrachtung überzeugt uns, daß im Querprofil an der Firnlinie unter der obersten, nicht gefalteten Schichte, gefaltete Schichten liegen, und daß der Faltungsgrad in vertikaler Richtung abwärts, von einer Schichte zur anderen immer stärker wird. Wenn die Verschmälerung des Firnbeckens bis zur Firnlinie sehr bedeutend ist, so sind die untersten Schichten im Querprofil an der Firnlinie außerordentlich stark gefaltet, ja vielleicht sogar schon geblättert, obwohl die obersten sichtbaren Schichten nicht eine Spur von Faltung verraten. — Außer dem Gesagten läßt auch der Umstand, daß mit dem Abstand unter der Eisoberfläche der Vertikaldruck und damit die Plastizität des Eises größer wird, darauf schließen, daß die Faltung der Schichten gegen den Untergrund zu stärker ist, und daß dort die Falten

zahlreicher, wenn auch kleiner sind. Es dürfte dort insbesondere die beobachtete sekundäre Faltung gut ausgebildet sein. Da schließlich die Falten in Blätter ausgewalzt werden, so folgt weiters, daß in der Nähe des Untergrundes die Blätter am feinsten und kleinsten sind. Die Richtigkeit dieser Ansicht wird durch die Beobachtung bestätigt; denn die Feinheit der Blätterung auf der Oberfläche des Gletschers nimmt tatsächlich gegen das Gletscherende zu, also in derselben Richtung in der immer tieferliegende Eispartien durch die Abschmelzung zum Vorschein kommen.

Auch die rasche Umwandlung der ungefalteten Schichtung in Blätterung, die wir auf der nur ungefähr $^1/_2$ km langen Strecke vom Treppenbruch bis zur Oberkante der türkischen Zeltstadt wahrgenommen haben, ist lange nicht ausschließlich auf die Zunahme des seitlichen Druckes in dieser Strecke, sondern in hohem Maße darauf zurückzuführen, daß in dieser schon im Abschmelzgebiete liegenden Strecke talabwärts immer tieferliegende und schon im Firnfelde gefaltete Schichten an die Oberfläche treten.

Neben den bereits besprochenen Strukturen nimmt die Spaltenstruktur eine bedeutende Stellung ein. Spalten reißen auf und schließen sich wieder. Sie hinterlassen aber auch dann, wenn sie nicht mit Wassereis ausgefüllt werden, unverwischbare Narben. Die Fläche, nach welcher sich die Wände einer Spalte wieder zusammengeschlossen haben, streicht als scharfgezogene Linie an der Gletscheroberfläche aus. Solche Narben sind auf manchen Gletschern derart gehäuft, daß sie der Oberfläche ein besonderes Aussehen verleihen. Im folgenden spreche ich nur von jener Struktur, die durch Querspalten erzeugt wird. Als Beispiel wähle ich wieder den Obersulzbachgletscher.

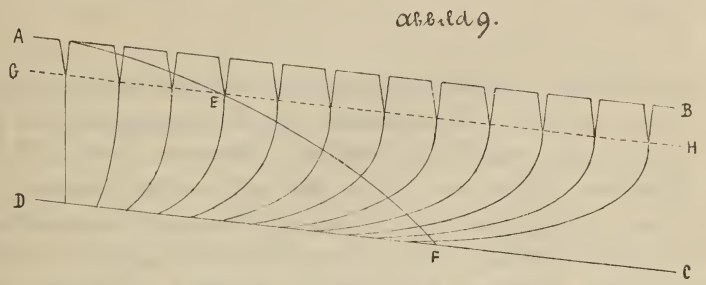
Im „Trichter“ dieses Gletschers nimmt die Geschwindigkeit des Eises bei Annäherung an die große Talstufe, welche die Bildung der türkischen Zeltstadt verursacht, rasch zu. Darum reißen Spalten auf, die, nur an einzelnen Stellen unterbrochen, sich in wohlgeformten, gletscheraufwärts gerichteten Bögen quer über den ganzen Trichter erstrecken. Mit dem Eise rücken die Spalten talabwärts, und neue Klüfte öffnen sich hinter ihnen. — Da die Geschwindigkeit des Eisstromes von beiden Ufern gegen die Mitte zunimmt, wird der Verlauf der wandernden Spalten immer ge-

streckter und gestreckter. Es werden sonach schon in der Zeltstadt aus den gletscheraufwärts gekrümmten Spalten, gerade verlaufende, und in weiterer Folge sehen wir unterhalb der Zeltstadt auf dem mehr ebenen Teil der Zunge, wo nur mehr die Spaltennarben vorhanden sind, diese in gletscherabwärts gerichteten Bögen quer über den Gletscher ausstreichen. Diese Bögen sind um so schärfer gekrümmt, je näher sie dem Zungenende liegen.

Da die Spalten weder im Trichter noch in der Zeltstadt bis auf den Grund klaffen, ist es sonderbar, daß wir zahlreiche Spaltennarben noch am Zungenende, also in den dem Untergrund unmittelbar aufliegenden Eismassen antreffen. Das erklärt sich wie folgt: das Eis des Trichters schiebt sich über die Oberkante der Talstufe freischwebend so weit vor, bis eine Spalte über die Kante kommt. In der vertikalen Verlängerung der Spalte nach abwärts, also nach dem geschwächten Querschnitt des Eisstromes wird dann die vorgeschobene mächtige Eisplatte abgeschert, und sinkt, eingezwängt zwischen dem Eise vor und hinter ihr, langsam die Talstufe hinab, während gleichzeitig die nächste Platte über die Kante vorgeschoben wird. Nach dieser Schilderung des Vorganges sind die Narben am Zungenende eigentlich keine Spaltennarben, sondern Scherungsflächen. Weil aber diese die unmittelbaren Fortsetzungen der Spalten sind, fasse ich alle durch Spalten und Scherungsflächen entstandenen Strukturen unter dem Namen „Spaltenstruktur“ zusammen.

So tief ich in offene Spalten schauen konnte, überall sah ich die Spaltenwände in nahezu vertikaler Stellung. Hingegen beobachtete ich regelmäßig, daß die Scherungsflächen an der Gletscheroberfläche um so flacher geneigt ausstreichen, je näher sie dem Zungenende liegen. Ferner habe ich an günstig aufgeschlossenen Stellen gesehen, daß diese Flächen außer der Krümmung im horizontalen Sinne, die wir schon wahrgenommen haben wo die Narben an der Gletscheroberfläche ausstreichen, auch eine Krümmung im Vertikalschnitte besitzen. Das Abbild 9 macht das anschaulich. In demselben versinnlicht das Parallelogramm ABCD den Längsschnitt nach der Achse einer Gletscherzunge, unter der Annahme, daß an der Gletscheroberfläche keine Abschmelzung stattfinde, während die krumme Linie AEF die durch die Abschmelzung bedingte Gletscheroberfläche vorstellt. Durch

die keilförmigen Ausschnitte zwischen den Geraden AB und GH ist eine klaffende Spalte während ihrer Wanderung an verschiedenen Stellen des Eisstromes angedeutet. Die gebogenen Linien darunter stellen die dazugehörige Abscherungsfläche vor.



Vertikaler Längsschnitt durch eine Gletscherzunge unter der Voraussetzung, daß dieselbe der Abschmelzung nicht unterliegt. Zwischen AB und GH unverändert bleibende Spalten. Zwischen GH und CD zunehmende Deformierung der Scherungsflächen. AEF ist die Ablationsfläche.

Die dauernde Vertikalstellung der Spaltenwände beweist, daß im vertikalen Längsschnitt der obersten Eispartien keine relativen Verschiebungen stattfinden, sondern daß dieser Teil des Eiskörpers sozusagen nur passiv schwimmend als Ganzes weiter getragen wird. Die talabwärts zunehmende Neigung der ursprünglich vertikalen Scherungsflächen im Eise darunter, läßt hingegen in diesem Eisteile auf eine Zunahme der Geschwindigkeit des Eises mit der Entfernung vom Boden schließen. Doch folgt aus der steileren Stellung der oberen Partie einer jeden Scherungsfläche, daß sich diese Geschwindigkeitszunahme mit der Entfernung vom Boden verringert, bis sie endlich in der Höhe der Linie GH gleich Null wird.

Infolge ihrer doppelten Krümmung haben auch die Scherungsflächen und zwar besonders im Zungenende die Gestalt des Vorderteiles eines Eßlöffels, wie die Blätterstruktur im Ende eines Gletschers, das auf breiter Talsohle liegt. Das gab Veranlassung, daß in früherer Zeit manchmal beide Strukturen als übereinstimmend erachtet worden sind, und daß man die am Fuße von Gletscherbrüchen quer über die Zunge verlaufende Spaltenstruktur für eine dort neuentstandene Blätterstruktur gehalten hat.

In Gletscherenden, die in Schluchten liegen, wird die fächerförmige Blätterstruktur von der löffelförmigen Spaltenstruktur geschnitten. Darum sind in solchen Gletscherenden die beiden Strukturen leicht auseinander zu halten, außer an den seitlichen Rändern, wo die Schnittwinkel beider Strukturen recht klein sind.

Zum Schlusse sei die vielumstrittene Frage der Gletscherbewegung gestreift. Hinsichtlich der Bewegungsart des Eises sind zunächst nur zwei Fälle denkbar: Entweder bewegt sich die ganze Eismasse als starrer Klotz, der auf seiner Unterlage einfach gleitet, oder es finden innerhalb der Eismasse Verschiebungen zwischen Teilen des Eises statt, deren Resultierende die Gletscherbewegung ist. Ersteres kann nicht zutreffen. Dagegen reden die im Eise wahrgenommenen Geschwindigkeitsunterschiede eine deutliche Sprache. Die Eisbewegung ist demnach zweifellos das Ergebnis von Verschiebungen innerhalb des Eiskörpers. Da ist aber wieder zweierlei denkbar. Entweder verschiebt sich jedes einzelne Eismolekül an seinen Nachbarn, ähnlich wie es die Moleküle des fließenden Wassers tun, oder es verhalten sich Gruppen von Molekülen mehr oder weniger als starre Einheiten, die sich als Ganzes aneinander verschieben.

Würde die Bewegung von Molekül zu Molekül vor sich gehen, würde also jedem einzelnen Molekül eine von seinem Nachbarn verschiedene Geschwindigkeit und vielleicht auch verschiedene Bewegungsrichtung zukommen, dann würden die Moleküle, welche einen Eiskristall zusammensetzen, alsbald voneinander getrennt werden. Mit anderen Worten: durch solche Bewegungsart müßte die kristalline Struktur des Eises schon nach Zurücklegung eines kurzen Weges vollständig verloren gehen. Die Kristallstruktur bleibt aber in allen Gletschern bis an deren Ende erhalten.

Bestände hingegen die Bewegung in der gegenseitigen Verschiebung der einzelnen Kristalle, so würden zwar diese weiter bestehen, aber sie würden ohne Rücksicht auf die Zugehörigkeit zu einer bestimmten Schichte miteinander vermengt werden. Es müßte sonach durch solche Bewegungsart jede Spur von Schichtung verschwinden. Die Schichtung geht jedoch, wie wir gesehen haben, im Gletscher trotz der Bewegung lange nicht verloren. Im Gletscherende gibt es zwar nicht mehr durchlaufende Schichten,

aber noch wohlerhaltene Teile der Schichten, die Blätter. Das macht sehr wahrscheinlich, daß sich das Gletschereis bewegt, indem seine Schichten und die daraus durch Faltung und Auswalzung hervorgegangenen Blätter nach den Schicht- bezw. Blattflächen aneinander vorbeigleiten. Die Gewißheit hierfür erhalten wir durch die beobachtete Tatsache, daß sich die Schicht- und Blattflächen immer und überall in die Bewegungsrichtung stellen, und daß besonders die Blattflächen wie abgeschliffen aussehen.

Verschiebungen längs den Schicht- und Blattflächen setzen zwar keine vollkommene Lösung, doch unbedingt eine Lockerung im Zusammenhange des Eises an diesen Flächen voraus. Wie diese Lockerung zustande kommt, das will ich im folgenden klar machen.

Betrachten wir vorerst die Temperaturverhältnisse im Boden eines Hochgebirgskares unter der Voraussetzung, weder Schnee noch Eis bedecke den Fels. Im Felsen machen sich dann bis zu einem bestimmten Abstande unter seiner Oberfläche, bis zur sogen. invariablen Schichte, jährliche Temperaturschwankungen geltend. An der invariablen Schichte selbst herrscht eine konstante Temperatur, die entsprechend der niedrigen mittleren Lufttemperatur des Ortes unter 0^0 ist. Unterhalb der invariablen Schichte nimmt die Felstemperatur nach abwärts langsam aber stetig zu und erreicht schließlich hohe Grade. Alle Punkte des Gesteins, welche gleiche Temperatur haben, liegen in einer zur Gesteinsoberfläche annähernd parallel verlaufenden Geoisothermenfläche.

Nun falle Schnee und es bleibe im Kare alljährlich ein Rest des Winterschnees liegen. Es häuft sich dann eine zum Karboden parallel geschichtete Schnee- bezw. Eismasse an, welche die Temperaturverteilung im Felsboden darunter notwendigerweise beeinflußt. Der Kürze wegen bezeichnen wir die Eisschichten in der Reihenfolge ihres Entstehens, also von unten nach oben als erste, zweite Schichte u. s. w. Ferner machen wir die Annahme, es wachse alljährlich nur eine einzige Eisschichte zu, und alle Eisschichten haben genau dieselbe Beschaffenheit, also auch dieselbe Dicke.

Schon die erste Eisschichte, die die ganze warme Jahreszeit überdauert, verursacht eine Verschiebung der invariablen Schichte.

Denn die Eisschichte verhindert von nun an das Eindringen von Temperaturen über 0^0 in den Boden. Die Amplitude der jährlichen Temperaturschwankungen im Felsboden ist also kleiner wie bisher, und die invariable Schichte rückt sonach der Felsoberfläche näher. Auch die Temperatur der invariablen Schichte erleidet eine Änderung, doch bleibt sie unter 0^0, weil sich die Temperaturschwankungen in der Eisschichte zwischen 0^0 und einem negativen Minimum vollziehen. Entsprechend den Veränderungen, die die invariable Schichte betreffen, findet auch eine Verschiebung der Isothermenflächen statt.

Sobald eine zweite Eisschichte auf der ersten liegt, vollziehen sich die maximalen Temperaturschwankungen in dieser zweiten Schichte, und in der ersten Schichte ist die Amplitude kleiner wie früher. Aus dem letzteren Grunde rückt die invariable Schichte im Fels noch weiter in die Höhe und nähert sich der Felsoberfläche noch mehr. Das wird fortgesetzt, so oft im Firnfelde eine neue Schichte zuwächst. Die invariable Schichte muß somit einmal mit der Felsoberfläche zusammenfallen und dann in den Eiskörper übertreten, in welchem sie Jahr für Jahr, ebenso wie die Oberfläche des Firnfeldes, um die Dicke einer Schichte in die Höhe steigt.

Der invariablen Schichte folgen die Geoisothermenflächen auf dem Fuße nach. Unterhalb der im Eise aufwärtsrückenden invariablen Schichte erhöht sich somit alljährlich die Temperatur einer jeden Eisschichte um einen kleinen Betrag, jedoch so, daß in der Gesamtheit dieser Schichten das Temperaturgefälle nach oben stets bestehen bleibt. Die unterste, erste Eisschichte ist folglich immerwährend die relativ wärmste. Bei fortgesetztem Firnzuwachs erreicht sie endlich die Schmelztemperatur, die wegen des Druckes, den diese Schichte durch das überlagernde Eis erfährt, negativ ist. Infolge des Zuwachses der nächsten Firnlage erhöht sich nunmehr die Temperatur der zweiten Eisschichte auf jenen Schmelzpunkt, der eben zuvor der ersten Schichte zukam. In der ersten Schichte aber sinkt die Temperatur; denn durch den erhöhten Druck wird der Schmelzpunkt dieser Schichte herabgedrückt. Die hierdurch frei werdende Wärme wird zur Erweichung des Eises, welche der Schmelzung vorangeht, verbraucht. — Ein abermaliger Firnzuwachs verursacht folgendes: Er bringt die dritte Schichte über dem Boden auf jene Schmelztemperatur,

welche eben zuvor der zweiten Schichte zukam; er erniedrigt die Schmelztemperatur der zweiten Schichte in gleicher Weise, wie dies eben vorher mit der ersten Schichte geschah; er leitet also nun auch die Erweichung der zweiten Eisschichte ein; endlich drückt der Firnzuwachs den Schmelzpunkt, also die Temperatur der ersten Schichte noch tiefer herab, wodurch der in dieser Schichte bereits begonnene Erweichungszustand noch weiter getrieben wird. So geht das fort. Durch die fortgesetzte Anhäufung von Schnee- und Eismassen, bezw. durch die hierdurch bedingte Drucksteigerung werden also die untersten schon etwas erweichten Schichten noch mehr erweicht, während nach oben hin immer neue Schichten in die „Erweichungszone“ einbezogen werden. Es ist bemerkenswert, daß in der Erweichungszone das Temperaturgefälle vertikal nach abwärts gerichtet ist, während es oberhalb dieser Zone bis zur invariablen Schichte hinauf ständig nach oben gerichtet ist. Im Eise oberhalb der invariablen Schichte ist das Temperaturgefälle je nach der Jahreszeit bald nach oben, bald nach unten gekehrt.

In der Erweichungszone besitzt das Eis an allen Punkten die dem herrschenden Drucke entsprechende Schmelztemperatur. Das wurde durch Temperaturmessungen in tiefen Bohrlöchern bestätigt. Daß hingegen die Temperatur des Eises über der Erweichungszone unter dem Schmelzungspunkt liegt, folgt zuverlässig aus der Tatsache, daß wassererfüllte Spalten von den Spaltwänden aus zufrieren. Nur in einer verhältnismäßig dünnen, oberflächlichen Eislage steigt die Temperatur während des Sommers auf den Schmelzpunkt. Hierauf wird im folgenden keine Rücksicht genommen.

Da die Erweichung des Eises an die Schmelztemperatur gebunden ist, bildet das Eis oberhalb der Erweichungszone eine einheitliche, mehr oder weniger starre Masse. In der Erweichungszone hingegen verhält sich das Eis plastisch; es ermöglicht daher in seinem Innern Verschiebungen, d. h. die Bewegung des Eises unter dem Einfluß der Schwerkraft.

Aus der Erhaltung der Kristallstruktur bis an das Ende der Gletscher schlossen wir schon früher, die Bewegung des Gletschereises könne unmöglich in der Verschiebung von Molekül zu Molekül bestehen. Aus demselben Grunde müssen wir nun weiters schließen, daß in der Erweichungszone der Zusammen-

hang der Moleküle innerhalb eines jeden Kristalles entweder gar nicht, oder was wahrscheinlicher ist, doch nur in einem viel geringeren Grade gelockert wird, wie an den Kristallgrenzen. Dafür spricht auch der Umstand sehr gewichtig, daß ein Eisblock, der langsam taut, ohne weiteres Hinzutun nach und nach in seine einzelnen Kristalle zerfällt, und daß sein noch gesunder Kern, trotz des homogenen Aussehens, beim Zerschlagen nicht mehr wie bei niedrigerer Temperatur muschelig, sondern nach den Kristallgrenzen zerbricht. Offenbar lockert in diesen Fällen die von außen in das Eis eingedrungene Wärme den Zusammenhang des Eises längs den Kristallgrenzen in höherem Maße, wie innerhalb der Kristalle. Nichts spricht dagegen, dieselbe Wirkungsweise jener Wärme zuzuschreiben, welche in der Erweichungszone der geschichteten Eismasse im Firnfelde durch die Steigerung des Vertikaldruckes frei wird.

Im Gletschereise können trotz solcher Lockerung des Zusammenhanges der Kristalle keine namhaften Verschiebungen von Korn zu Korn stattfinden. Denn die Körner sind oft gelenkartig ineinander gewachsen und die Korngrenzen verlaufen im Eise überhaupt ganz regellos. Nur längs den Schichtflächen, wo die gelockerten Korngrenzen mehr oder weniger ebene und durchlaufende Flächen zusammensetzen, sind weitgehende Verschiebungen möglich. Die Schichten gleiten also unter der Einwirkung der Schwerkraft in der Richtung des Schichtfallens, also talabwärts übereinander hinweg, und damit beginnt die Bewegung des Gletschereises.

Die relative Geschwindigkeit mit der sich eine Schichte auf jener unter ihr vorschiebt, ist um so größer, je stärker die Schichten geneigt sind und je größer der Lockerungsgrad des Eises an der gemeinsamen Schichtfläche ist. Da nun die Schichten parallel übereinander lagern, also gleich geneigt sind, und der Lockerungsgrad des Eises in vertikaler Richtung aufwärts von Schichtfläche zu Schichtfläche abnimmt, so verringert sich die relative Geschwindigkeit der Schichten mit größer werdendem Abstande vom Untergrunde. An der oberen Grenze der Erweichungszone ist die relative Geschwindigkeit der Schichten, ebenso wie in der ganzen darüber befindlichen Eismasse gleich null, das heißt, im Eise über der Erweichungszone verschieben sich die Schichten gegenseitig nicht.

Die unterste, am Boden befindliche erste Schichte überträgt ihre Geschwindigkeit auf die zweite Schichte darüber, die sich außerdem mit der ihr eigenen relativen Geschwindigkeit auf der ersten Schichte vorschiebt. Die Gesamtgeschwindigkeit, das ist die absolute Geschwindigkeit der zweiten Schichte, ist folglich um ihre relative Geschwindigkeit größer, wie jene der ersten Schichte. Indem nun die zweite Schichte ihre absolute Geschwindigkeit auf die dritte überträgt, und dazu noch die relative Geschwindigkeit der dritten Schichte kommt, u. s. w., nimmt die absolute Geschwindigkeit des Gletschereises vom Boden aufwärts, von einer Schichte zur anderen um die relative Geschwindigkeit der betreffenden Schichte zu. Die absolute Geschwindigkeit steigert sich folglich in abnehmendem Maße bis zur Oberseite der Erweichungszone. Von da aufwärts bis zur Oberfläche des Firnfeldes hat die Eismasse in ihrer ganzen Mächtigkeit die gleiche absolute Geschwindigkeit. Zu Schlüssen, die damit vollkommen übereinstimmen, kamen wir bereits früher, als wir von der Deformierung der Scherungsklüfte und der dauernden Vertikalstellung der Spaltenwände sprachen.

Die gegenseitige Verschiebung der Schichten erzeugt Reibungswärme. Diese wird zur verstärkten Gefügelockerung verbraucht wodurch die Bewegung des Eises noch weiter gefördert wird. Das gibt eine Erklärung dafür, daß die Geschwindigkeit des Eises mit der Entfernung vom oberen Firnrande, also mit der Dauer der Bewegung größer wird. Freilich spielt in dieser Beziehung auch die gleichzeitig zunehmende Mächtigkeit des Eises eine bedeutsame Rolle mit.

Im Firnfelde kommen die sich zu Tal bewegenden Eisschichten an immer enger werdende Stellen des Gletscherbettes und erleiden dadurch einen von beiden Ufern her wirkenden, zur Bewegungsrichtung senkrechten Druck. Sie geben dem Drucke allmählich nach und werden in Falten zusammengeschoben, die senkrecht zur Druckrichtung, das ist in der Bewegungsrichtung streichen. Die Faltung verhindert somit das Übereinandergleiten der Schichten nicht. Durch den zunehmenden Druck werden schließlich die Schichtfalten zu Blättern ausgequetscht, die ebenfalls in der Bewegungsrichtung stehen. Die Bewegung des Eises ist nun ein Über- und Nebeneinanderhinweggleiten der Blätter.

Ungleiche Geschwindigkeiten an verschiedenen Stellen ein und derselben Schichte oder ein und desselben Blattes werden in den oberen starren Partien durch das Aufreißen von Spalten, in den unteren plastischen Teilen aber durch kleine Verschiebungen der Körner ausgeglichen.

In sehr mächtigen Gletschern mag das Eis in der Nähe des Untergrundes einem so hohen Druck ausgesetzt sein, daß dort an den Korngrenzen nicht nur Erweichung, sondern sogar Druckschmelzung stattfindet. In solchem Falle dürfte das verflüssigte Wasser längs den Korngrenzen gegen Stellen niedrigen Druckes gepreßt werden, wo es wieder gefriert. Die Eisbewegung bestünde also dann, freilich in nur sehr untergeordneter Weise, auch in Verschiebungen von Molekül zu Molekül.

Endlich scheint im Gletscherende, wo die Scherungsflächen zur allgemeinen Bewegungsrichtung nahezu parallel gestellt sind, auch diese Struktur die Bewegung einigermaßen zu regeln, indem Verschiebungen längs den Scherungsflächen vor sich gehen.

Zwischen Struktur und Bewegung des Gletschereises besteht sonach ein inniger Zusammenhang. Nur unter eingehendster Berücksichtigung dieser Wechselbeziehung können wir die Struktur und die Bewegung der Gletscher richtig erfassen.

Die Registrierungen der süditalienischen Erdbebenkatastrophe in München.

Von J. B. Messerschmitt.

Das furchtbare Erdbeben vom 28. Dezember 1908, dem weite Gebiete Calabriens und die Stadt Messina zum Opfer fielen, ist am erdmagnetischen Observatorium in München nicht nur von dem Wiechertschen Pendelseismographen, sondern auch von den registrierenden erdmagnetischen Variationsinstrumenten aufgezeichnet worden.

Die Registrierungen des Seismographen sind in den beiden umstehenden Figuren in natürlicher Größe dargestellt. Danach begann das erste Vorbeben (Anfang der Erschütterungen) um 5 h 22 m 1 s MEZ. früh und zwar mit einem kräftigen Ausschlag von 13 mm ($43\,\mu = 0{,}045$ mm Bodenbewegung) nach Süden (Fig. 1) und einem schwächeren von 3 mm ($11\,\mu$ Bodenbewegung) nach Osten (Fig. 2). Da der Anfang des Bebens in die Minutenunterbrechung der Registrierung fällt, welche 3 Sekunden währt, so ist die Zeit des Einsatzes um 1 Sekunde unsicher. Die Eigenschwingung des Pendels betrug für beide Komponenten $T = 10{,}1$ s (Nord-Süd) bezw. $T = 10{,}4$ s (Ost-West) und die dazu gehörigen Vergrößerungen rascher Verrückungen sind $V = 300$ (Nord) bezw. 280 (Ost). Die Dämpfung war in beiden Komponenten 1:5.

Vergleicht man hiermit die Münchener Seismogramme der beiden letzten größeren calabrischen Beben, so sieht man sofort, um wie viel stärker die letzte Erschütterung gewesen ist. Am 8. September 1905[1]) betrug der erste Ausschlag (Beginn des Vorbebens) 3 mm ($15\,\mu$ Bodenbewegung) nach Süd und 0,5 ($3\,\mu$) nach West; am 23. Oktober 1907 gar nur 0,5 mm ($3\,\mu$) in beiden

[1]) J. B. Messerschmitt, Die Registrierungen der letzten großen Erdbebenkatastrophen auf der Erdbebenstation in München. Diese Mitteilungen Bd. II, Heft 2, 1907, S. 209. (Auch Sep.)

Komponenten. Die Wellenlängen waren jedesmal gegen 3 Sekunden.

Fig. 1. Nord-Südkomponente.

Bei dem Seismogramme von 1907 sind die 1. und 2. Vorläufer sehr scharf voneinander unterschieden und das Hauptbeben hebt sich von der ganzen Aufzeichnung deutlich ab. Das

nämliche Verhalten zeigt das Seismogramm von 1905, nur ist

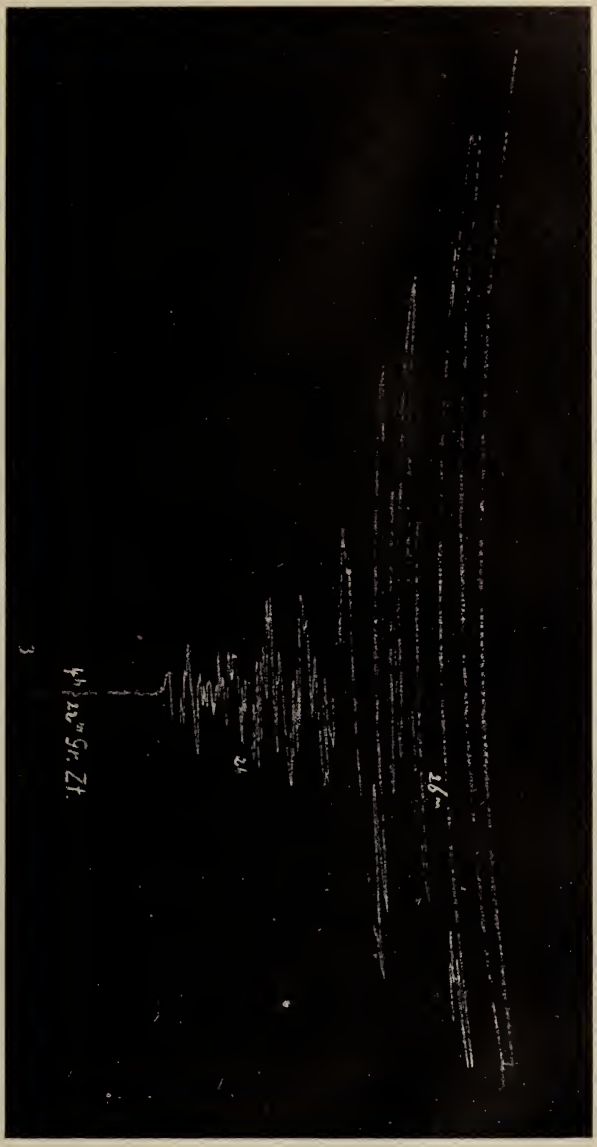


Fig. 2. Ost-Westkomponente.

damals die Schreibnadel der einen Komponente abgeworfen worden, wodurch auch das Gestänge der anderen in Unordnung

geriet, so daß die Registrierung unvollständig geblieben ist. Bei dem letzten Beben vom 28. Dezember 1908 sind die Ausschläge des 1. Vorbebens in der Nord-Südkomponente außergewöhnlich groß (bis 50 mm), dann setzen die 2. Vorläufer um 5 h 25 m so stark ein, daß sie für den Beginn der Hauptphase der Registrierung gehalten werden können. Unglücklicherweise ist auch diesesmal zur Zeit der Maximalbewegung (5 h 27 m) die Nadel der Nordkomponente abgestreift worden und es fiel dann auch das Gestänge der anderen Komponente aus ihrem Lager, so daß das Seismogramm unvollständig ist. Immerhin enthalten die Diagramme die wichtigen Vorphasen vollständig, was ja für die weitere Bearbeitung auch genügt. Man erkennt beim Hauptbeben noch deutlich, wie das Pendel an die Hemmungsschrauben anschlug, also weit über seinen Spielraum in Anspruch genommen worden ist, wodurch wahrscheinlich eine solche Erschütterung entstand, daß die leicht aufliegenden Schreibnadeln aus ihren Lagern fielen. Zur Zeit der Maximalbewegung muß bei uns die Bodenbewegung nahe 2 mm groß gewesen sein, was auch durch die Aufzeichnungen in Wien, Leipzig u. s. w. bestätigt wird.

Der Ort des Epizentrums des Bebens war in der Nähe der Straße von Messina nahe unter 38,1° NB. und 15,6° östl. v. Gr. Seine Entfernung von München ist also 1138 km auf der Erdoberfläche und 1132 km längs der Sehne gemessen. Der erste Stoß fand in Messina um 5 h 20 m 30 s statt, es kamen also die Wellen durch das Erdinnere (Sehne) zu uns mit einer Geschwindigkeit von 12 km in der Sekunde; auf der Erdoberfläche aber mit 3 km/Sek.; was mit früheren Beobachtungen gut übereinstimmt.

Die magnetischen Apparate gaben den Anfang der Erschütterung um 5 h 26 m (Deklinationsvariometer), bezw. um 5 h 25 m (Intensitätsvarimeter) an; also bei diesem etwa die Zeit des Eintreffens der 2. Vorläufer, bei jenem die des Hauptbebens. Die Ausschläge haben im Maximum bis 4 mm betragen und es lassen sich bei der Deklination 4 und bei der Horizontalintensität 3 Maxima unterscheiden[1]). Insbesondere fällt hier noch ein isolierter Stoß um 5 h 39,5 m auf, von dem aber nicht sicher ist, ob er nicht etwa durch den um diese Zeit bereits in Gang gesetzten Verkehr der elektrischen Trambahnen

[1]) Die Nadeln schwingen ohne Dämpfung.

herrührt. (Der erste Wagen fährt früh $^1/_2$6 Uhr.) Die zuerst genannte Störung war um 5h 34m beendet. Die magnetischen Kurven sind an jenem Tage und insbesondere zur Zeit des Messinabebens völlig ungestört gewesen und verliefen ganz ruhig. Auch am 8. September 1908 fand keine magnetische Störung statt, so daß es sich in beiden Fällen, wie übrigens meistens, um rein mechanische Erschütterungen der Magnetnadeln handelt. Beim zweiten calabrischen Beben (1907) sind die Variometer nicht erschüttert worden, ein Zeichen, daß dieses viel schwächer gewesen ist. Da die Bewegung des photographischen Papiers bei den Variometern 22mm in der Stunde beträgt, so sind die Zeitangaben auf etwa $^1/_4$ Minute genau, während der Seismograph noch die Sekunde gibt.

Die stärkste mechanische Erschütterung der Magnete ist seit 1899, d. i. der Zeit der Neueinrichtung des erdmagnetischen Observatoriums in München am 9. und 23. Juli 1905 beobachtet worden, obwohl jene beiden Bebenherde rund 6800 km entfernt waren, nämlich in Innerasien 41° NB. 102° EG. bezw. 47° NB und 110 EG., gegen nur 1100 km in Calabrien.

Bei dem Beben vom 8. September 1905 waren die mechanischen Erschütterungen an magnetischen Apparaten[1]) noch bis an die Nordsee (Wilhelmshaven) und in England (Kew) bemerkt worden, d. h. auf 1900 km Entfernung. Bei der letzten Katastrophe dürfte das Erschütterungsgebiet noch größer gewesen sein. In Pola wurde sie ebenfalls stark bemerkt.

Irgendwelche magnetische Störungen sind in allen diesen Fällen nicht aufgetreten und auch nicht vorhanden gewesen, da gerade an diesen Tagen ganz ungestörte magnetische Verhältnisse herrschten, so daß sich leicht jeder magnetische Einfluß hätte nachweisen lassen.

---

[1]) G. B. Rizzo, Sopra le perturbazioni magnetiche dovute al terremoto della Calabria dell' 8. Settembre 1905. Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity, S. 113, Vol. XI, 1906. Entgegen der ersten Meldung aus Pola, wonach die magnetischen Variometer dieses Beben nicht angezeigt hätten, teilt jetzt das magnetische Observatorium mit, daß diese Angabe nicht richtig ist, sondern in allen drei Komponenten ein deutlicher Anschlag zu erkennen ist. Es ist deshalb auch die von mir (Bd. II S. 211) gemachte Bemerkung entsprechend zu korrigieren.

Jahresbericht für 1908.

Das Leben der Geographischen Gesellschaft entwickelte sich auch im vergangenen Jahre in normaler Weise. Es traten der Gesellschaft 21 neue Mitglieder bei, während 15 austraten und 10 durch den Tod entrissen wurden, so daß zur Zeit die Gesellschaft aus 30 Ehrenmitgliedern, 35 korrespondierenden, 432 ordentlichen und 5 außerordentlichen Mitgliedern besteht.

Der Berichterstattung liegt es ob, pietätvoll derjenigen Mitglieder zu gedenken, die in diesem Zeitraum aus dem Leben geschieden sind. 2 Ehrenmitglieder und 8 ordentliche Mitglieder hat die Gesellschaft zu betrauern. Unter den ersteren befindet sich eines unserer ältesten Mitglieder, der Polarforscher Admiralitätsrat Karl Christian Koldewey. Er war am 26. Oktober 1837 in Bücken in Hannover geboren und widmete sich von 1853 an dem Berufe als Seemann, wo er bald zum Kapitän aufstieg. Aber seinen großen geistigen Fähigkeiten genügte dies nicht, er suchte sich weiter auszubilden, weshalb er 1866 und 1867 das Polytechnikum in Hannover und die Universität Göttingen aufsuchte, um sich einen festen Grund mathematischen, physikalischen und astronomischen Wissens anzueignen. Diese doppelte Eigenschaft als Seemann und Gelehrter ließen ihn als den geeignetsten Mann erscheinen, die Leitung der auf Veranlassung von Dr. A. Petermann in Aussicht genommenen „deutschen Nordpolexpedition“ zu übernehmen.

Mit der 80 Tons großen Yacht Germania verließ er am 24. Mai 1868 Bergen um womöglich nach der Ostküste von Grönland vorzudringen. Ungünstige Eisverhältnisse verhinderten diesen Plan, weshalb die geographische Ausbeute nur gering war. Um so wertvollere Resultate lieferten die hydrographischen und meteorologischen Beobachtungen. Zugleich wurden auf dieser nur für einen Sommer berechneten Expedition die notwendigen

Erfahrungen gesammelt, um einen zweiten Versuch zu machen, jenes Gebiet zu erforschen.

Nach seiner Rückkehr bereitete Koldewey die Ausrüstung für die „zweite deutsche Nordpolexpedition“ vor. Es wurden 2 Schiffe, die Germania und die Hansa angeschafft, von welchen das erstere mit Dampf ausgerüstet war, während das zweite nur unter Segeln fuhr und hauptsächlich als Transportschiff dienen sollte. Die Expedition verließ am 15. Juni 1869 Bremerhaven unter dem Kommando von Koldewey, der zugleich die Germania befehligte, während die kleinere Hansa unter der Leitung des Kapitän F. Hegemann stand. Das Ziel der Reise war die Erforschung der damals noch völlig unbekannten Ostküste von Grönland. Es ist bekannt, daß, nachdem die Expedition in das vor Grönland liegende Eis eingedrungen war, sich beide Schiffe infolge dichten Nebels verloren und bald darauf die Hansa vom Eis zerdrückt wurde und ihre Besatzung dreiviertel Jahr lang auf einer Eisscholle der Küste entlang langsam nach Süden trieb, bis sie sich endlich am 13. Juni 1870 an der Südspitze von Grönland bei Friedrichstal ans Land retten konnte.

Die Germania konnte dank ihrer Dampfkraft leichter manövrieren und es gelang ihr unter 74° N. B. zu überwintern und wertvolle Aufnahmen und Beobachtungen zu machen. Auf einer über einen Monat in Anspruch nehmenden Schlittenexpedition kam Koldewey bis $77^1/_2{}^0$. Auf der Rückreise gelang es noch den prachtvollen Kaiser Franz Joseph-Fjord zu erforschen, um schließlich mit reichen Ergebnissen in die Heimat zurückzukehren. Die hierbei geleistete geographische Erforschung bildet die Grundlage aller spätern nach der ostgrönländischen Küste gerichteten Expeditionen. Am 2. September 1870 gelangte die Germania wieder an die Weser zurück, die sie vor $1^1/_2$ Jahren verlassen hatte. Kein Schiff hatte den mutigen Forschern Kenntnis von den Ereignissen gegeben, die mittlerweile in Europa vorgegangen waren. Wohl wunderte man sich, daß man auf der so viel befahrenen Nordsee keinem Schiff begegnete, noch mehr aber wuchs das Erstaunen, als man in der Nähe der Küste die wohlbekannten Seezeichen vermißte, bis man endlich erfuhr, daß Frankreich an Deutschland den Krieg erklärt habe. Zugleich erhielt die Expedition Kenntnis von den großen Siegen, die Deutschland errungen und überdies traf die Nachricht ein, daß bei Sedan

die Macht des napoleonischen Kaiserreiches zusammengebrochen war.

Die Ergebnisse der zweiten deutschen Nordpolexpedition sind in zwei Bänden 1874/75 veröffentlicht.

Koldewey war 1871 der 1868 von W. v. Freeden gegründeten Norddeutschen Seewarte als erster Assistent beigetreten, wo er dank seiner Vielseitigkeit eine seinen Kenntnissen geeignete Stelle fand. Als dann im Jahre 1875 die Seewarte vom Deutschen Reich übernommen und unter der Leitung von Georg Neumayer zweckentsprechend erweitert wurde, trat er hier als Vorstand der II. Abteilung für Schiffsmagnetismus und Prüfung der nautischen und meteorologischen Instrumente über. In dieser Stellung leistete Koldewey vieles für die Seeschiffahrt, aber auch die Geographie förderte er durch seinen vielfachen Rat insbesondere bei der Ausrüstung von Forschungsreisen, durch Erteilung von Unterricht an Reisende u. dgl. m. 31 Jahre wirkte Koldewey an der deutschen Seewarte bis er 1905 in den wohlverdienten Ruhestand trat. Seit 1869 gehörte er unserer Gesellschaft als Ehrenmitglied an, wozu er bald nach der Gründung der Gesellschaft gewählt wurde. Am 17. Mai 1908 schloß er, 71 Jahre alt, sein tatenreiches Leben[1]).

Das zweite Ehrenmitglied Dr. Eduard Glaser war am 15. März 1855 in Deutsch-Ruß in Böhmen geboren. Er studierte in Wien und Prag Mathematik, Physik, Astronomie und Geologie, und wurde 1878 an der Sternwarte in Wien angestellt. Gleichzeitig beschäftigte er sich mit orientalischen Sprachen und ging, um sich weiter darin zu vervollkommnen, 1880 als Erzieher nach Tunis. Eine totale Sonnenfinsternis führte ihn im Mai 1882 nach Sehag in Oberägypten, von wo aus er dann nach Arabien reiste, also in das Gebiet, das ihn in der Folgezeit am meisten beschäftigte. Noch dreimal 1885—86, 1887—88 und 1892—94 suchte er Südarabien auf, wo er sich eifrigst mit der archäologischen und topographischen Erforschung dieses Gebietes beschäftigte. Namentlich zog ihn das alte Sabäerreich an, in deren Hauptstadt Mârib er besonders interessante semitische Inschriften entdeckte. Aber auch auf die angrenzenden Gebiete, namentlich

[1]) Eine ausführlichere Biographie ist von Prof. Dr. E. Herrmann und Dr. H. v. Hasenkamp in den „Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie“ 36. Jahrg. 1908, S. 237—240 erschienen.

im Süden und Westen, wie auf die Länder der Minäer, Katabaner, Hinjarn u. a. erstreckten sich seine Forschungen; wo er zuerst astronomisch-topographische Aufnahmen machte und so die Geographie dieses Gebietes zugleich auf eine feste Grundlage brachte. Weiter nach Osten zu gehen, verhinderte ihn die heute noch unerforschte Wüste. Viel Eifer und Mühe verwendete er auch auf die Erforschung der Dialekte Südarabiens. Die Ergebnisse seiner geographischen, topographischen und historischen Untersuchungen sind hauptsächlich in „Petermanns Mitteilungen", im „Ausland" und in den „Sitzungsberichten der Wiener Akademie" niedergelegt. Daneben veröffentlichte er eine Anzahl selbständiger Werke, von denen nur seine „Geschichte und Geographie Arabiens von den ältesten Zeiten bis zum Propheten Mohamed" und seine Studien „Der Abessinier in Arabien und Afrika" erwähnt werden mögen. — Dr. Glaser wurde 1889 zum korrespondierenden und 1894 zum Ehrenmitglied unserer Gesellschaft ernannt. 1896 verlegte er seinen Wohnsitz nach München, wo er auch am 7. Mai letzten Jahres starb.

Schließlich betrauert die Gesellschaft noch das Hinscheiden der folgenden ordentlichen Mitglieder:

Regierungsdirektor a. D. Ernst Bauer; Privatier Benno Wassermann; Schriftsteller August Vecchioni; Oberst a. D. Karl von Vallade; Günther Freiherrn von Feury auf Hilling; Rittmeister a. D. Clemens Schropp; Generalleutnant z. D. Ludwig von Mussinan; Bankier Max Klopfer; Bankier Theodor Klopfer und Dr. Karl Singer, Vorstand des städtisch-statistischen Amtes.

Ihnen allen bewahrt die Gesellschaft ein treues ehrendes Andenken.

Die Gesellschaft hielt ihre Generalversammlung am 17. Januar ab, in welcher beschlossen wurde, in Zukunft eine Eintrittsgebühr von 3 Mk. zu erheben. Die Vorstandschaft wurde in der gleichen Zusammensetzung wie im Vorjahre wieder gewählt, mußte aber im Laufe des Jahres durch die Versetzung ihres verdienstvollen 1. Schriftführers Prof. Dr. Christian Kittler nach Nürnberg darin Änderungen vornehmen, indem der Schatzmeister Prof. Dr. Joh. Bapt. Messerschmitt das Amt des 1. Schriftführers übertragen bekam, während an dessen Stelle Prof. Herm. Stadler zum Schatzmeister gewählt wurde.

Zur Beratung der Geschäfte der Gesellschaft trat der Ausschuß dreimal im verflossenen Jahre zusammen. Wissenschaftliche Versammlungen fanden 11 statt und zwar 8 allgemeine und 3 geschlossene, über welche unsere Mitteilungen näheren Bericht bringen. Außerdem veranstaltete die Gesellschaft zwei Ausflüge, nämlich zur Besichtigung der forstbotanischen Anlagen nach Grafrath unter Leitung des Herrn Univ.-Prof. Dr. H. Mayr am 28. Mai und einen nach dem Lechtal und dem Alpsee unter der Führung des Herrn Univ.-Prof. Dr. A. Rothpletz, dessen Thema „Die Wasserkräfte des Lechs und des Alpsees" war. Beide Exkursionen, von welchen zwar die erste unter der Ungunst der Witterung zu leiden hatte, verliefen zur vollsten Befriedigung aller Teilnehmer.

Am 6. Februar 1908 feierte unser Ehrenmitglied und langjähriger Präsident Prof. Dr. Siegmund Günther in München seinen 60. Geburtstag, zu welchem Ehrentage die Gesellschaft durch eine Deputation eine Adresse überreichen ließ, in welcher sie ihren Gefühlen des um die Geographie und auch um unsere Gesellschaft hochverdienten Gelehrten Ausdruck verlieh.

Am 29. September 1908 feierte Generalmajor z. D. Karl Neureuther in München seinen 70. Geburtstag. Aus diesem Anlasse verlieh die Gesellschaft ihm für seine großen Verdienste, welche er sich als langjähriges Vorstandsmitglied um die Geographische Gesellschaft und als früherer Direktor des k. bayer. Topographischen Bureaus um die Entwicklung der Kartographie in Bayern erworben hat, die silberne Prinz-Ludwig-Medaille.

Auch in diesem Jahre ist die Gesellschaft für die Fortentwicklung der Geographie in unseren Mittelschulen eingetreten und nahm insbesondere Veranlassung ein hohes Ministerium zu bitten, bei der in Aussicht genommenen Neugestaltung des Lehrplans des bayer. Reformgymnasiums der Erdkunde eine ähnliche Stellung einräumen zu wollen, wie dies mit so großem Erfolge an den bayer. Oberrealschulen bereits geschehen ist.

Die Bibliothek der Gesellschaft vermehrte sich auch im vergangenen Jahre durch einen lebhaften Tauschverkehr und ist auch dank der günstigeren Aufstellung im neuen Lokale eine leichtere Benutzung ermöglicht.

Die Absicht, unsere „Mitteilungen" regelmäßig zweimal jährlich unter Verantwortung eines besonderen Redakteurs er-

scheinen zu lassen, hat sich völlig bewährt. Eine der wichtigsten Aufgaben erblickt die Gesellschaft in der Förderung der vaterländischen Landeskunde. Es wurden daher in dem letzten Jahrgange der Mitteilungen wieder mehrere solche Aufsätze aufgenommen. Es versteht sich aber von selbst, daß nicht einseitig die engere Landeskunde berücksichtigt wird, sondern daß wie bisher auch in Zukunft alle Gebiete der Erdkunde in ihren Bereich gezogen werden.

Dankende Anerkennung haben wir schließlich noch dem freundlichen Entgegenkommen der Münchener Tagespresse zu zollen.

München, den 14. Januar 1909.

Prof. Dr. Joh. Bapt. Messerschmitt,
1. Schriftführer.

Persönliches.

Herr Professor Dr. Christian Kittler in Nürnberg wurde wegen seiner vielen Verdienste, die er sich als langjähriger Schriftführer um die Gesellschaft erworben hat, anläßlich der Feier des 40. Stiftungsfestes am 9. März 1909 zum korrespondierenden Mitglied ernannt.

Rechnungsablage für 1908.

I. Einnahmen.

1. Kassenübertrag	Mk.	283.40
2. Staatszuschuß	„	1500.—
3. Mitgliederbeiträge	„	2706.—
4. Zinsen der Bank (1907)	„	105.05
5. Verkauf von Publikationen	„	25.50
6. Verschiedene	„	1.90
Summa der Einnahmen	Mk.	4621.85

II. Ausgaben.

1. Bezüge des Dieners	Mk.	463.30
2. Beiträge an Vereine und Repräsentation	„	229.80
3. Bibliothek	„	378.25
4. Saalmieten	„	510.50
5. Vorträge	„	474.—
6. Kopialien, Porti und Frachten	„	398.46
7. Drucksachen und Publikationen	„	1642.80
8. Verschiedene	„	136.96
Summa der Ausgaben	Mk.	4234.57
Aktivrest	„	387.28

Freiherr von Wichmann-Eichhorn-Stiftung.

Einnahmen.

Kassenübertrag aus 1907	Mk.	2175.67
Rente für 1908	„	1000.—
	Mk.	3175.67

Ausgaben.

Für Graveur Steuerwald	Mk.	2.—
Kassenübertrag für 1909	Mk.	3173.67

München, den 9. Januar 1909.

Prof. Dr. **H. Stadler**, Schatzmeister.

Geprüft und richtig befunden

München, den 14. Januar 1909.

Friedrich Escherich, Oberstlandesgerichtsrat.

Referate und Bücherbesprechungen.

Zum heutigen Stand der Frage über den Taltrog.

Unter den Beweisstücken morphologischer Art, die ehemalige Vergletscherungen in Gebirgen dartun sollen, nimmt der sog. Taltrog heutzutage eine wichtige Rolle ein. Seine U-förmige Form — ein Tal im Tale — drängt sich dem Beschauer besonders in den Quertälern des Gneisgebirges auf, während er im Schiefer und in den großen Längstälern weit weniger ins Auge fällt. Der meist scharfkantige obere Rand seiner Steilwände läuft im allgemeinen der heutigen Talsohle parallel und schließt sich im Talhintergrunde sehr häufig halbkreisförmig zusammen. E. Richter beschreibt in seinen Geomorphologischen Untersuchungen in den Hochalpen, (Ergänzungsheft zu Petermanns Mitteilungen Nr. 132 S. 49 ff.) ausführlich die Erscheinung, ohne zu einem abschließenden Urteil über die Entstehung zu gelangen. Nach ihm können die Tröge vieler Zentralalpentäler mit den Gletschern der großen Eiszeit nicht in Beziehung gebracht werden, da diese die Täler viel höher, nämlich bis zur Schliffgrenze, anfüllten. Diese bildet als Grenzzone zwischen gerundeten und zackigen Formen häufig ein brauchbares Kriterium zur Feststellung von Maximalhöhen eiszeitlicher Firnströme.

Penck erklärte den Richterschen Taltrog als Übertiefung („Alpen im Eiszeitalter" S. 288 und an andern Stellen), die sich in die Haupttäler verfolgen läßt. Der Betrag der Übertiefung kann näherungsweise festgestellt werden, wenn man die Gehänge, welche die Trogränder bilden, über diese Ränder hinaus sich fortgesetzt denkt, bis sie sich treffen. Die Höhe dieser früheren Talsohle über der heutigen gibt das Maß der stattgehabten Übertiefung. Die erwähnte frühere Talsohle, zu deren beiläufiger Festsetzung die Trogränder verhelfen, ist das präglaziale Tal.

Während bei Penck wesentlich die Erosion der Gletscher für die Übertiefung verantwortlich gemacht wird, weist Kilian (La Géographie 1902) der Wassererosion die entscheidende Rolle zu, für Bruhnes endlich sind die subglazialen Bäche von einschneidender Bedeutung. (Revue de Géographie 1906/07 S. 281 f.)

In einer Abhandlung „Der Taltrog" in Petermanns Mitteilungen 1903 kommt Heß auf Grund von Profilzeichnungen nach Karten zu der Ansicht, daß nicht ein Trog vorhanden sei, sondern deren vier, entsprechend den vier Eiszeiten, auf welche die Untersuchung der fluvioglazialen Gebilde des nördlichen Alpenvorlandes schließen läßt. Jeder jüngere ist in den nächstälteren eingeschachtelt; der Richtersche jüngste Taltrog ist durch die Würmeiszeit geschaffen. Der üblichen Nomenklatur angemessen, werden somit Günz-, Mindel-, Riß- und Würmtrog unterschieden, das präglaziale Tal ist hoch über der Schliffgrenze zu suchen.

Einwände von Brückner, Crammer und Penck gegen diese Auffassung sucht Heß in einer Arbeit: „Alte Talböden im Rhonegebiet" (Zeitschrift für Gletscherkunde II. Band), zu entkräften. Diese Studien, welche ebenfalls auf kartographischer Grundlage sich aufbauen, veranlassen ihn zu erheblichen Änderungen seiner eben dargelegten Anschauung, welche auch in seinem Werke

„Die Gletscher" niedergelegt ist. Der präglaziale Talboden liegt nun im Niveau der Schliffgrenze und dieser Verschiebung gemäß rücken auch die von den einzelnen Eiszeiten und Interglazialzeiten erzeugten Tröge herab; der bisherige unterste Trogrand ist nun derjenige, „welcher vom Gletscher der Rißeiszeit im Boden der Mindel-Riß-Interglazialzeit erzeugt wurde." Ein Moment ist noch besonders hervorzuheben: während in der früheren Abhandlung Trogrand und Höhe des Firnstromes, der den Trog schuf, im wesentlichen in gleichem Niveau gedacht wurden, kann jetzt letzterer den Rand bedeutend überfluten.

Auch gegen diese modifizierte Anschauung wandte sich Crammer (vgl. Zt. f. Gletscherkunde III. Bd. S. 148 ff.), worauf Heß kurz replizierte (l. c. S. 155).

Während der Abfassung dieses knappen Referates erhielt Berichterstatter Kenntnis[1]) davon, daß in der „Glazialgeologischen Untersuchung der Liptauer Alpen" von Dr. R. Lucerna (Sitz.-Ber. der kais. Akad. d. Wissensch in Wien. Math.-naturw. Klasse, Bd. CXVII, Abteil. I Juni 1908) die Heßsche Hypothese von den vier ineinandergeschalteten Taltrögen angenommen ist.

Referent hat es sich angelegen sein lassen, die nördlichen Tauernquertäler vom Ankogl bis zum Pfitscherjoch systematisch abzugehen; die Ergebnisse sind noch nicht völlig gesichtet, doch darf bereits ausgesprochen werden, daß für die erwähnten Gebiete eine Bestätigung der Ansicht von Heß nicht gefunden werden konnte. März 1909. L. Distel.

Forschungsreise S. M. S. „Planet" 1906/07. Herausgegeben vom Reichsmarineamt. Verlag von Karl Siegismund. Berlin 1909.

Bei der Entsendung des Kriegsschiffes „Planet" zum Ersatz des im Pazifischen Ozean stationierten Vermessungsschiffes „Möwe" im Januar 1906 hat die deutsche Marine von neuem ein Wirkungsfeld betreten, welches seit der Heimkehr der „Gazelle" von ihrer Weltumsegelung 1874—76 geruht hatte. Meereskundliche Forschungen in den heimischen Meeren waren von ihr auch inzwischen ausgeführt worden, so durch die Fahrten des Kanonenboots „Drache" 1881, 1882 und 1884 in der Nordsee, doch ozeanische Forschungen größeren Umfangs durch die Marine selbst, namentlich Tiefseeforschungen waren unterblieben; es ist aber nicht zu verkennen, daß solche wesentlich zu einer gesunden Entwicklung beitragen können und z. B. bei der britischen Marine beigetragen haben. Wie ein Landheer das Land, so muß eine Seemacht das Meer selbst erkennen und durchforschen, um es nutzen und beherrschen zu können. Meereskundliche Forschungen durch die Marine lassen sich an Bedeutung für die eigene Entwicklung recht wohl mit den kartographischen Forschungen des Generalstabs in dem Landheer vergleichen. So durfte man es mit besonderer Freude begrüßen, daß die deutsche Marine bei Entsendung des „Planet" aus ihrer Zurückhaltung wieder hervortrat.

Das Schiff unter Führung des inzwischen leider verstorbenen Kapitänleutnants Lebahn, mit einer seemännischen Besatzung, die auch für Forschungen besonders geschult war, und unter Teilnahme wissenschaftlicher Kräfte, so des Prof. Dr. Krämer, des Dr. Gräf und des Dr. Brennecke, hat eine Reihe bemerkenswerter Forschungen auf der Ausreise in sein Vermessungsgebiet ausgeführt, die um das Kap der guten Hoffnung nach Colombo, von der dort durch die Sunda-

[1]) Gütige Mitteilung von Prof. Crammer, Salzburg.

Inselwelt nach Neu Guinea und den deutschen Schutzgebieten nördlich davon und von hier durch die Philippinengruppe nach Hongkong führte, wo „Planet“ am 17. Februar 1907 eintraf; am 20. Januar 1906 hatte die Ausreise begonnen und Ende Dezember 1906 war zu Matupi ein Wechsel in der seemännischen Besatzung erfolgt. In Hongkong war die eigentliche Forschungsreise beendet und das Schiff wandte sich nun zu seinen Vermessungen im Bismarckarchipel. Wesentlich durch Forschungsinteressen scheint die Ausreise von Colombo an bestimmt gewesen zu sein, wo die tiefen ozeanischen Gräben neben den Kontinental- und Inselküsten untersucht wurden. Bis Colombo hielt sich „Planet“ meistens in einigem Abstand parallel zu den afrikanischen Küsten. Augenscheinlich handelte es sich bis Colombo im wesentlichen darum, was während der Fahrt mitzunehmen war, denn wichtige meereskundliche Aufgaben, die Ausbiegungen, wenn auch nicht erhebliche, bedingt hätten, sind zurückgestellt worden.

Die wissenschaftlichen Arbeiten haben in Tiefseelotungen, Messungen von Temperatur-, Salz- und Gasgehalt des Meerwassers in verschiedenen Tiefen, Drachen- und Ballonflügen mit Registrierinstrumenten zur Erforschung höherer Schichten der Atmosphäre über dem Ozean, Planktonfängen und anderen biologischen Studien, anthropologischen Messungen und Photographien, sowie in Küstenvermessungen bestanden und ein reichliches Material beigebracht.

Die Ergebnisse dieser Forschungen liegen nunmehr in 4 Heften vor, von denen das erste eine Reisebeschreibung, das zweite die Aerologie, das dritte die Ozeanographie und das fünfte die Anthropologie und Ethnographie enthält, während ein viertes noch aussteht; zum dritten Heft gehört auch ein Heft mit graphischen Darstellungen, Karten und Bildern. Das dritte Heft ist von Dr. Brennecke, das fünfte wesentlich von Prof. Dr. Krämer verfaßt, die anderen Hefte haben verschiedene Verfasser, unter denen Hergesell, Köppen und Maurer in der Aerologie besonders hervorgehoben seien.

Die jetzt erschienenen 4 Hefte enthalten inhaltlich im wesentlichen eine Bereitstellung des gesammelten Materials; am weitesten darüber hinaus in Verarbeitung und Diskussion der Ergebnisse geht das aerologische Heft. Die Ozeanographie geht wenig darüber hinaus und, wo sie es tut, etwas gezwungen, da sie ihre Ergebnisse dann früheren Ansichten einpaßt. Das ist nicht erwünscht, da sich nirgends so gut, wie bei eigener Forschung auf dem Ozean selbstständige Ideen und Deutungen ergeben können. Doch das Material ist auch hier reichhaltig und die Bereitstellung klar, so daß die Wissenschaft daraus entnehmen kann, was sie braucht.

So wird man der Marineverwaltung warmen Dank zollen, nicht allein für das schöne Unternehmen selbst, sondern auch für diese Publikation der Ergebnisse. Wichtiges Material ist gewonnen und zur weiteren Verarbeitung ansprechend mitgeteilt worden. Möchten diesem Unternehmen der Marine bald weitere ähnliche folgen.

München, im März 1909. Erich von Drygalski.

Röger, J., Oberstleutnant, „Die Geländedarstellung auf Karten“. Eine entwicklungsgeschichtliche Studie. Riedel, München 1908. 126 S. 8°. Preis 2 Mk.

Eine freudige Überraschung bietet die vorliegende Arbeit, welche ein wich-

tiges Kapitel der Kartographie zum erstenmal erschöpfend behandelt und mit außergewöhnlichem Fleiße, sowie großer Sachkenntnis durchgeführt ist. Welche Schwierigkeiten die Bereitstellung der erforderlichen Bücher und Karten, sogar in einer Stadt wie München verursacht, können nur jene beurteilen, welche sich mit ähnlichen Untersuchungen beschäftigt haben. Es muß daher besonders anerkannt werden, daß dem Leser zahllose Hinweise auf die benützten Quellen geboten werden, weil diese auch noch für ähnliche geschichtliche Forschungen zu verwerten sein dürften.

Der Inhalt, in 3 Zeitabschnitte eingeteilt, beginnt mit dem Nachweis der ältesten Spuren von Gebirgszeichnung, verfolgt die Kartenzeichner bei ihren mannigfachen Versuchen zur Verbesserung der Geländedarstellung, erörtert die Lehmannschen Bergschraffen und die Schichtlinien eingehend und schließt mit den Peuckerschen Vorschlägen über Höhenplastik. Dann folgen Erörterungen über „senkrechte und schräge Beleuchtung", sowie eine Besprechung über „Schraffen oder Schummerung".

Leider fehlen dem Buche Zeichenbeilagen, welche dessen Wert — allerdings auch dessen Preis — wesentlich erhöht hätten. Zwei Wünsche seien noch beigefügt: möge der Verfasser nicht versäumen, die Übersetzung seines Buches in fremde Sprachen selbst in die Hand zu nehmen und bald ähnliche, grundlegende Untersuchungen aus dem Gebiete der Kartographie folgen zu lassen.

Rothamel.

Geikie, A., Kurzes Lehrbuch der physikalischen Geographie. Deutsche Ausgabe von Prof. Dr. B. Weigand. 8°. X + 386 S., 5 Vollbildern und 13 Karten. 2. Aufl. Straßburg (K. J. Trübner) 1908. Mk. 4,50 geh., Mk. 5,20 geb.

Der deutschen Literatur fehlt es zwar nicht an guten geographischen Lehrbüchern und doch ist die Übersetzung der physikalischen Geographie des bekannten englischen Verfassers in unsere Muttersprache sehr zu begrüßen. Daß es ein guter Griff war, kann man schon daraus erkennen, daß bereits die 2. Auflage erscheint. Das Buch zerfällt in 5 Kapitel: die Erde als Planet, worin das wichtigste aus der mathematischen Geographie mitgeteilt wird. Dann folgt die Atmosphäre mit ihren verschiedenen Eigenschaften. Recht ausführlich ist das Meer behandelt. Den größten Umfang nimmt „das Festland" ein, woran sich noch ein kurzes Kapitel über Pflanzen- und Tiergeographie anschließt.

Dieser flüchtige Überblick läßt aber noch nicht die Fülle der behandelten Probleme erkennen. Dem Verfasser gelingt es stets in wenigen, kurzen Sätzen, das wichtigste des betreffenden Gegenstandes klar und deutlich zu kennzeichnen, so daß sich der Text immer leicht liest, ohne aber an seinem inneren Gehalt zu verlieren. Daran hat offenbar auch der Übersetzer einen großen Anteil, der mit Liebe auf seinen Gegenstand eingegangen ist. Das Buch ist wohl in erster Linie für den Studenten bestimmt und setzt keine besonderen Kenntnisse voraus. Dann kann es auch jedem, der sich über die physikalische Geographie belehren will, warm empfohlen werden. Eine Anzahl guter Illustrationen, Karten und ein ausführliches Inhaltsverzeichnis erhöhen den Wert des Buches und lassen es auch als Nachschlagebuch verwenden.

Messerschmitt.

Amann, Joseph, Die bayerische Landesvermessung in ihrer geschichtlichen Entwicklung. 8°. VI + 467 S. und 9 Tafeln und Karten. München 1908.

In schweren politischen Zeiten entstanden in Deutschland die Grundlagen zu den Landesvermessungen. Europa war durch die Herrschsucht Napoleons der Schauplatz fortgesetzter Kriegswirren und zu Anfang des 19. Jahrhunderts litten besonders die süddeutschen Staaten darunter. Als Napoleon am 3. Dezember 1800 die Österreicher bei Hohenlinden geschlagen hatte, vermißte er brauchbare Karten. Er ließ daher die besten französischen Topographen kommen, unter ihnen den Oberst Bonne, um die nötigen Aufnahmen ausführen zu lassen. Diese ließen auch bei dem Kurfürsten Maximilian Joseph den Wunsch erwecken, eigene Karten für das Land zu erstellen. Auf diese Weise entstand im Jahre 1801 das Topographische Bureau in München.

Nicht weniger wichtig als die Herstellung genauer Karten für Kriegszwecke, erwies sich die Reorganisation des Steuerwesens und Joseph Utzschneider wies daher sofort darauf hin, an die Vermessung des Landes die Anlegung eines Katasters anzugliedern. Bald zeigte sich aber, daß die Aufgaben für beide Zwecke so verschieden sind, daß sie sich nicht leicht vereinigen lassen. Dem Militär mußte darum zu tun sein, das Gelände in großen Zügen in kurzer Zeit aufgenommen zu wissen, ohne daß es sich bei dem feineren Detail aufzuhalten hatte. Anders das Katasterwesen. Hier handelt es sich nicht um die Verkehrskommunikationen, sondern darum, wer und wieviel jeder Besitzer Grundstücke hat und welches deren Wert ist, um danach eben die Steuerleistung festsetzen zu können.

Die Umwälzungen, welche nach dem Lüneviller Frieden eingetreten waren, wodurch einesteils Kurfürst Maximilian Joseph seine Stammherrschaft, die Pfalz, verlor, andererseits aber dafür mit den fränkischen Bistümern und einer Anzahl freier Reichsstädte entschädigt wurde, hatten nur noch mehr das Bedürfnis nach einheitlicher Besteuerung vermehrt. Diese konnte nur durch eine gerechte Katastrierung erreicht werden, denn Bayern war damals noch völlig reiner Agrarstaat. Dazu wurden zunächst alle Steuerprivilegien aufgehoben und eine Steuerrektifikationskommission eingesetzt.

Da das Zusammenarbeiten mit dem Topographischen Bureau immer schwieriger wurde, wurde am 27. Januar 1808 verordnet, daß eine genaue Detailvermessung vorgenommen und damit eine vollständige und definitive Steuerrektifikation geschaffen werde. Hierzu wurde eine besondere Steuervermessungskommission ins Leben gerufen, der neben Utzschneider als Vorstand, der Forst- und Salinenrat Grünberger, Oberst v. Riedl, Landesdirektionsrat Amman, Prof. Schiegg, Direktor Riedl, Vermessungsadjunkt Lämmle angehörten, wozu bald darauf noch der Astronom J. Soldner kam. Damit war die Grundlage zu unserem heutigen Katasterbureau gelegt.

Es herrschte wohl ein besonderer Glücksstern über dieser Einrichtung, denn es konnten nicht leicht tüchtigere und fähigere Männer gefunden werden, wie sie diese Kommission hatte. Trotz der politisch unruhigen Zeiten schritten die Aufnahmen rasch vorwärts. Zuerst wurde eine Triangulierung ausgeführt, bei welcher neben Schiegg, Soldner und Wild noch verschiedene andere Geometer wie Mader und auch Offiziere Anteil hatten. Diese Vermessung wurde, wie die

neueren Untersuchungen zeigten, mit einer solchen Vollkommenheit durchgeführt, daß sie noch heute den strengsten Anforderungen Genüge leistet und selbst für wissenschaftliche Gradmessungszwecke brauchbar ist.

An die Triangulation schloß sich die Detailaufnahme mit dem Meßtisch an. Hierzu wurde nach den Vorschlägen von Schiegg und Lämmle das ganze Königreich in gleich große Vierecke geteilt, deren Seitenlängen 8000' betragen. Dadurch entstanden über 20000 Quadrate, die nun in den folgenden 40 Jahren aufgenommen wurden.

Gleichzeitig mit der Vermessung ging die Abschätzung des Ertrages, die Bonitierung, und damit die Einschätzung für Steuerzwecke und die Anlegung des Katasters, worauf noch heute unsere ganze Grundsteuer beruht.

Wie vorzüglich damals die Einrichtungen waren, geht schon daraus hervor, daß sie vielfach von auswärts studiert und auch nachgeahmt wurden. Württemberg schloß sich zuerst an. Die Herzogtümer Sachsen-Meiningen und Sachsen-Koburg ließen ihre Vermessungen in den fünfziger Jahren durch Bayern ausführen, das sie noch heute in Stand hält.

Im Jahre 1872 wurde die alte Steuerkatasterkommission aufgelöst und das heutige Katasterbureau eingerichtet.

Es würde zu weit führen, wollte man in alle Einzelheiten eingehen. Nach einer Zusammenstellung des verstorbenen Steuerdirektors Spielberger wurden 8487 Steuergemeinden, über welche sich die Landeskatastrierung erstreckt hat, aufgenommen, wobei 7641000 ha Land zu vermessen waren. Der Gesamtbetrag der Landesvermessung betrug 25380521 fl. gleich 43509465 Mk., also eine ganz bedeutende Summe. Auf ein Hektar kommen also 5,69 Mk. Kosten.

Wenn nun auch der erste Zweck der Landesaufnahme der war, Steuerzwecken zu dienen, so reicht doch deren Bedeutung heute weit darüber hinaus. Man ersieht dies schon daraus, daß man bei der Neueinrichtung des Katasterbureaus glaubte, zur Erhaltung der Vermessung mit 30 Personen auskommen zu können, während jetzt mehr als 200 Personen daselbst angestellt sind, wozu noch unterdessen die vom Katasterbureau unabhängige Flurbereinigungskommission gekommen ist.

Neue Zeiten bringen eben neue Arbeiten. Während früher die Aufnahmen im Maßstabe 1:5000 für das Land und 1:2500 für die Städte genügten, werden jetzt viel größere Ansprüche gestellt. Bei der enormen Wertsteigerung des Grundbesitzes wird jetzt in den Städten überall der Maßstab 1:1000, ja vielfach sogar 1:500 verlangt. Dazu kommen die fortwährenden Änderungen, Ergänzungen und Neumessungen. Wenn man bedenkt, daß für den 5000teiligen Maßstab bereits über 20000 Druckplatten (Lithographiesteine) aufzuheben sind, so vermehrt sich dieses „steinerne Archiv" ins ungemessene, wenn man einen noch größeren Maßstab nimmt. Es sind deshalb auch bereits Versuche gemacht worden, die Lithographiesteine durch Zinkplatten zu ersetzen, was auch völlig gelang. Als neueste Errungenschaft muß jedoch die Photographie angesprochen werden, die, wie auf anderen Gebieten, auch hier ihr Recht fordert.

Werfen wir noch einen kurzen Blick zurück, so dürfen wir mit Befriedigung hervorheben, daß das Katasterbureau in seiner neuen Einrichtung es ebenso verstanden hat, die ruhmreichen Traditionen, die dem bayerischen Landesver-

messungswerk von Anfang an beschieden waren, nicht nur zu bewahren, sondern auch im modernen Sinne umzugestalten. Denn auch hier gilt der Satz, Stillstand wäre Rückschritt. Aber noch herrscht der Geist, der einst durch die Gründer Steinheil, Schiegg, Soldner, Lämmle u. A. dieser Institution eingehaucht wurde, ungehindert fort, so daß dieselbe nicht nur mit Stolz die 100 Jahre zurückschauen braucht, sondern auch mit Befriedigung vorwärts ihre Schritte lenken darf. J. B. Messerschmitt.

Hengstenberg, Ernst, Hindustan. Indische Reiseeindrücke. Mit 46 Abbildungen nach Photographien und 16 Kopfleisten und Vignetten nach Zeichnungen. Berlin, Dietrich Reimer (Ernst Vohsen), 1908. XII, 191 p. Mark 8.

Mit der geschichtlichen Notiz über die Besitzergreifung von Bombay durch die Portugiesen im Jahre 1534 führt uns der Verfasser in die beinahe eine Million Einwohner zählende Hafenstadt Bombay ein. Bei ihrer Schilderung berücksichtigt er vornehmlich die Volksart der Parsen, ihre Herkunft, Religion und Gebräuche. Nach einem kurzen Besuch der Insel Elephanta und ihrer Höhlentempel reiste H. nach Jaipur; er berichtet über die Ausstattung der Züge und Bahnhöfe, wie über die allgemeine Art des Reisens von Europäern und Indern und widmet noch zusammenfassend den Sitten und Gewohnheiten der indischen Bevölkerung eine kurze Betrachtung. In Jaipur bot sich ihm Gelegenheit, eine Wallfahrt zum Feste der brahmanischen Göttin Durga im Hindutempel von Amber zu beobachten, der ehemaligen, jetzt in Verfall geratenen Residenz der Fürsten von Jaipur. Bei der Würdigung der stolzen Bauwerke Delhi's aus der Zeit der Moghul-Herrscher läßt der Verfasser in kurzen Umrissen die Geschichte Hindustans, das Emporwachsen und den Verfall der Herrschaft des Islams an unsern Augen vorüberziehen. Einem Ausflug nach Simla folgte die Besichtigung von Agra und Sikandra, wo wiederum die Marmorpracht der Moghul-Bauten den Reisenden zu begeisterten Schilderungen anregt. Der Aufenthalt in Allahabad wird nur kurz erwähnt. Ausführlichere Kapitel suchen uns über die englische Regierungs- und Verwaltungspraxis zu orientieren, sowie über das Wesen und die Entwicklungsgeschichte der drei indischen Hauptreligionen: der alten Brahmanenlehre, des Buddhismus und des Hinduismus oder Neubrahmanismus. Benares, das Zentrum der Orthodoxie, und sein buntes Volksleben wird besonders lebendig geschildert. Die Reisebilder aus Darjeeling, dem beliebten Sommerfrischort der vornehmen englisch-indischen Gesellschaft, enthalten auch Beobachtungen über die tibetisch-indischen Volksstämme dieses Gebiets. Die Schlußkapitel besprechen Calcutta und dann Ceylon mit seinen buddhistischen Heiligtümern.

Im einzelnen ist so manches zu beanstanden. Die glänzende Erhaltung der Marmorarbeiten am Taj Mahal gar so sehr zu bewundern, fühlt man sich weniger versucht, wenn man die genauen Berichte über die Instandsetzungsarbeiten der Engländer liest, wovon übrigens H. einige Seiten später selbst spricht. Der Hinweis vollends auf die verfallenen Thermen des Caracalla ist bei der großen Altersverschiedenheit schwerlich angebracht. Die vom Verfasser gegebene Erklärung des Namens Bombay aus dem Portugiesischen ist längst verworfen, da das Wort in vorportugiesische Zeit zurückreicht und jedenfalls

mit dem religiösen Kult zusammenhängt. Auch sonst führt das Prunken mit etymologischen Erklärungen zu ähnlichen Entgleisungen. Der astronomischen Berechnung, daß Pratiṣṭhana am Ganges „genau 3258 v. Chr. erbaut wurde", werden nicht viele dasselbe unbedingte Vertrauen wie der Verfasser entgegenbringen, und ebenso wird man ein kräftiges Fragezeichen neben die Quellenangabe des Atharva-Veda für die Erzählung von der Jungfrau Devaki (bei H. heißt sie Devanaki) setzen dürfen. Mit so ungeschickten Spielereien aber, wie Śiva = Hara Kala (Held des Kampfes?!) = Herakles, sollte der Verfasser unkundige Leser nicht aufs Glatteis führen. Die ursprüngliche Bedeutung des Wortes ‚Brahma' als ‚das Edelste unter den Göttern' zu erklären, ist ebenso schief, wie die ‚Feststellung' H.s: der Hindubüßer heißt Jogi, im Sanskrit Yogo. Der Satz ‚aus dem sonnigen Indien, der Wiege der weißen Rasse, kam uns das helle Licht des ältesten Geisteslebens' ist Phrase und Irrtum.

Man würde über derartiges gelassener hinwegsehen, wenn der Verfasser nicht so selbstbewußt sein ‚auf Sachkenntnis und Welterfahrung beruhendes Urteil', seine ‚eingehende Orientierung und die eigene Urteilskraft eines Nichtfachmannes' herausstreichen und darauf pochen würde, daß ‚alle seine Angaben sorgfältig nachgeprüft und durchaus zuverlässig sind'. Indien gibt der wissenschaftlichen Beobachtung so viele Rätsel auf, daß man um so vorsichtiger in seinen Behauptungen wird, je mehr man sich in die Schwierigkeiten dieses Riesenkomplexes einzuarbeiten versucht. L. Scherman.

Klarmann, J. L., Oberstleutnant. **Der Steigerwald in der Vergangenheit.** Ein Beitrag zur fränkischen Landeskunde, mit 13 Abbildungen und 1 Karte. Kommissions-Verlag Teutsch und Vollmuth in Gerolzhofen 1909. 8°. 229 S. In Leinwand geb. 2,50 Mk.

Der Verfasser, welcher sich 1902 mit einer „Geschichte der Familie von Kalb auf Kalbsrieth" einen Namen in der Literatur gemacht hat, wendet sich mit dem Steigerwaldbuch der Heimatkunde zu und liefert als Eingeborener und Kenner des Gesamtgebietes nach langjährigen, gründlichen Forschungen eine historisch-geographische Abhandlung von besonderer Eigenart. Aus dem reichen Inhalt seien hier nur einige Kapitel angedeutet: Namen, Vorgeschichtliches, Bewohner, Gaue und Grafschaften, alte Orte, Verkehr und Straßennetz im Mittelalter, Hochstraßen, Kriegsereignisse u. s. w. In einem besonderen Teil sind zusammengestellt: Verzeichnisse der ältesten Orte, der Wüstungen und der Hochstraßen, dann Beiträge zur Geschichte der Industrie und des Bergbaues, sowie ein biographisches Lexikon nebst Personenverzeichnis. Dem Buche ist wegen des reichhaltigen Inhalts und den zahllosen wertvollen Quellenangaben die weiteste Verbreitung nicht nur im Steigerwald selbst, sondern auch in unserem Bayernland und bei allen Forschern der Heimatkunde in deutschen Landen zu wünschen. Bei der gediegenen Ausstattung, wobei die Karte 1 : 250000 besondere Erwähnung neben den vielen Abbildungen verdient, ist der Preis als ein sehr mäßiger zu bezeichnen. H. Rothamel.

Geographische und archäologische Forschungsreisen in Chinesisch-Turkestan.

Vortrag gehalten am 29. April 1909 von Dr. M. A. Stein.

Seit der Rückkehr von meiner ersten Forschungsreise nach Chinesisch-Turkestan im Jahre 1901 hegte ich immer den Wunsch, noch einmal jene Gegenden zu besuchen, um das angefangene Werk fortsetzen und womöglich einem gewissen Abschlusse zuführen zu können. Dank der Unterstützung der indischen Regierung konnte ich 1905 meinen Plan ausführen und das wesentlich erweiterte Programm innerhalb der verhältnismäßig kurzen Zeit von 2 Jahren 8 Monaten bewältigen. Die Ergebnisse dieser Reise übersteigen weit die gehegten Erwartungen, insbesondere haben die Ausgrabungen Schätze ans Tageslicht gebracht, die ein neues Licht auf die antike Kultur jener Gegenden werfen.

Ich hatte diesmal für meinen Weg von Indien eine Route gewählt, die den Forscher auf dem Gebiete der historischen Geographie und Ethnologie besonders anziehen muß. Sie sollte mich von dem nordwestlichen Grenzgebiete Britisch-Indiens durch das Land der unabhängigen Pathanstämme von Siwat und Dir nach Chitral und von da in das obere Oxustal und zu den Pamirs Afghanistans führen. Der schwierige und noch unter tiefem Schnee begrabene Löwaraipaß stellte freilich ein gewaltiges Hindernis entgegen. Am 28. April 1906 konnte ich erst Post Chakdarra, den Schauplatz harter Kämpfe im letzten Aufstand der Pathanstämme, begleitet von meinem früheren Gehilfen Rai Ram Singh, einem eingeborenen Topographen und dem Unteroffizier Naik Ram Singh, erreichen.

Meine Reise sollte mich nicht nur in ferne Regionen führen, sondern auch weit weg in vergangene Zeiten. So war es denn ganz am Platz, daß ich auf den ersten Etappen durch Täler

zog, die vor 22 Jahrhunderten den Marsch von Alexanders sieggewohnten Kolonnen gesehen hatten, wo Ruinen aus buddhistischer Zeit noch zahlreich sind. Der 3. Mai sah uns am Fuße des gefürchteten Löwaraipasses (3100 m Seehöhe), und unser vor Tagesanbruch bewerkstelligter Übergang durch tief mit frischem Lawinenschnee gefüllte Schluchten erwies sich als eine recht heikle Aufgabe. Dieses Hindernis glücklich hinter mir ging es dann vorwärts in Eilmärschen zum Hauptort des tief eingeschnittenen Chitraltals, mit der gewaltigen Eismasse des Tirichmirgipfels (7600 m) stets vor mir nach Norden. Dort während weniger Halttage gab es eine reiche anthropometrische Ernte. Chitrals autochthone Bevölkerung bildet einen wichtigen Zweig jener „Dard"-Rasse, welche infolge ihres hohen Alters und ihrer ethnologischen und linguistischen Beziehungen vollsten Anspruch auf das besondere Interesse des Ethnographen hat. Was von der Vorzeit dort fortlebt in Sitten, Überlieferung, Handfertigkeiten und sogar in der Hausarchitektur macht die engen Alpentäler Chitrals zu einem äußerst anziehenden Forschungsgebiet.

So gab ich nur mit Bedauern den zwingenden praktischen Erwägungen nach, die mich vorwärts trieben, zum Oxus und zum „Dache der Welt" (Pamir). Bald hatte ich Gelegenheit, mich an Ort und Stelle von der Genauigkeit jener chinesischen Annalisten zu überzeugen, die unsere besten Führer in der alten Geschichte und Geographie Zentralasiens sind. Ihrer Schilderung folgend konnte ich auf den Pässen des Baroghil und Darkot mit Sicherheit die Route festlegen, auf welcher im Jahre 749 n. Chr. ein chinesisches Heer von Kaschgar über die Pamirs nach Yasin und Gilgit vorgedrungen war, und von dort die Tibetaner verdrängt hatte. Es war das eine bedeutende Leistung, wenn man bedenkt, welch gewaltige natürliche Hindernisse das unwirtliche Pamirhochland und die Hindu-Kuschkette jeder militärischen Aktion entgegensetzen. Die Besteigung des Darkotpasses, 4700 m über Meereshöhe, erwies sich am 17. Mai als ein sehr schwieriges Unternehmen; denn tiefer Schnee bedeckte noch den großartigen Gletscher, über den der Aufstieg von Norden her führt, und erst nach 9 Stunden angestrengten Marsches über trügerisch zerklüftetes Eis erreichten wir die Paßhöhe.

Am 19. Mai überschritten wir die Hauptkette des Hindu-

kusch auf dem Baroghilpaß, 3700 m ü. M. Zufolge der abnormen Schneemassen jenes Jahres wäre es ohne den rechtzeitigen Beistand von der afghanischen Seite her ganz unmöglich gewesen, unser Gepäck hinüberzubringen. In Sarhad, dem höchstgelegenen Dorfe am Oxus, erwartete mich der freundlichste Empfang. Oberst Shirin-dil Khan, Kommandant der afghanischen Grenzgarnisonen von Badakshan aufwärts, war schon Wochen vorher mit einer respektablen Truppe heraufgeschickt worden. Die Gegenwart dieses köstlichen alten Kriegers, der während der ganzen stürmischen Zeit vor und unmittelbar nach Emir Abdurrahmans Thronbesteigung im Felde gestanden hatte, wäre an und für sich schon ein Grund gewesen, am Oxus länger zu verweilen. Aber Rücksicht auf die Entbehrungen, denen meine militärischen Gastfreunde schon zu lange ausgesetzt waren, und die Bitten der friedlichen Wakhis, auf deren Kosten sie zum größten Teile lebten, trieben mich vorwärts.

Unsere Märsche am Oxus hinauf waren überaus beschwerlich, weil der Winterweg im Bette des Oxus schon durch den angeschwollenen Strom versperrt war, während ungangbare Schneemassen noch den hohen Sommerpfad bedeckten. Nur die beständige Wachsamkeit unserer afghanischen Eskorte bewahrte immer wieder das Gepäck vor dem Fortgeschwemmtwerden im Strom. Der oberste Lauf des Ab-i-Panja brachte uns am 27. Mai an den Fuß des Wakhjirpasses (5000 m) und die Gletscher an die Lord Curzon, meiner Ansicht nach mit Recht, die wahre Quelle des Oxus, verlegt. Von dem langen mühseligen Tag, der uns den Paß überschreiten sah und damit die afghanisch-chinesische Grenze, versuche ich keine Beschreibung. Ungeheure Schneemassen bedeckten noch den Wakhjir, und erst um Mitternacht erreichte ich den ersten Fleck auf der chinesischen Seite, wo es Brennmaterial und ein trockenes Plätzchen zum Ausruhen gab.

Die alte Route, auf welcher der berühmte chinesische Pilger Hsüan-tsang, im Jahr 649 v. Chr. von seinen langjährigen Fahrten in Indien zurückkehrte, brachte mich den Taghdumbash Pamir hinab nach Sarikol, wo ich antike verfallene Festen u. s. w. ausforschen konnte und von dort über den hohen Chichiklik Dawan und eine Reihe von kleineren Pässen nach Kaschgar. Dort im gastlichen Hause meines alten Freundes Mr. Macartney,

jetzt britischen Konsul, hielt mich die Ausrüstung meiner Karawane durch zwei Wochen aufs emsigste beschäftigt. Mr. Macartneys gütige Dienste halfen das Wohlwollen der chinesischen Provinzialregierung für meine neuen Forschungen zu sichern. Aber er leistete mir einen Dienst von ebenso großer Tragweite durch die Empfehlung eines tüchtigen chinesischen Sekretärs in der Person von Chiang-ssu-yieh. Für die zu erwartenden Aufgaben war die Hilfe eines chinesischen Gelehrten von Anfang an unerläßlich. Es war wirklich ein ganz besonderer Glücksfall, der mir in Chiang-ssu-yieh nicht bloß einen ausgezeichneten Lehrer und Sekretär gab, sondern auch den treuesten Hilfsgenossen und Freund, stets bereit zu Mühen und Opfern für meine wissenschaftlichen Interessen. Mit dem echt historischen Sinn, der jedem gebildeten Chinesen angeboren, fühlte er sich gar bald in archäologischer Arbeit daheim wie eine junge Ente im Wasser.

Als ich am 23. Juni von Kaschgar aufbrach, war Khotan mein Ziel. Aber wegen der großen Sommerglut in der Ebene war an Ausgrabung von Ruinenstätten in der Wüste nicht vor September zu denken. In der Zwischenzeit war ich frei für geographische und andere Aufgaben. So sammelte ich in Kökyar, in den Vorbergen des Kunlun genaues anthropologisches Material über das weltfremde Bergvölkchen von Pakhpo. Es ergab sich, daß dieser halbnomadische Gebirgstamm in seiner Isolierung merkwürdig rein den Typus des homo alpinus bewahrt hat, der einst von den Pamirs bis nach Khotan und weiter nach Osten verbreitet war. Dann zog ich Anfangs August auf einer wenig bekannten Gebirgsroute nach Khotan. Einige Tage in dieser großen blühenden Oase genügten, um mich mit den chinesischen Lokalbehörden in Beziehung zu setzen und eine vorläufige Suche nach Fundstätten von Antiquitäten einzuleiten. Dann brach ich mit Ram Singh nach der hohen Kun-lunkette südlich von Khotan auf, um unsere Kartenaufnahmen von 1900 durch reichere topographische Details über die großen Gletscher zu vervollständigen, welche die Quellflüsse des Yurung-kash oder Khotanstromes speisen. Rasch vorwärts dringend erreichten wir das Nissatal nach der Augustmitte und waren bald emsig beschäftigt, die gewaltigen Eisströme aufzunehmen, welche sich von der Hauptwasserscheide des Kun-lun und seinem großen Seitenrücken zum oberen Ende des Nissatales herabsenken. Die Wirkungen weit

vorgeschrittener Felsverwitterung waren überall sehr markiert. Die steilabfallenden Kämme, die wir zum Behuf von Meßtischaufnahmen erklettern mußten, zeigten auf ihren Schneiden ungeheure Felsentrümmer wie von Titanenhänden aufgetürmt, und waren von 4300 m aufwärts ganz frei von Geröll. Die Eisströme unten waren von ungeheuren Massen verwitterten Gesteins, das die Kämme herabgesendet, wie verschüttet. Sogar bei mächtigen Eisschründen und gähnenden Gletscherspalten zeigte das anstehende Eis eine tief-dunkle Oberfläche; und als ich auf dem Otrughulgletscher unter ernstlichen Schwierigkeiten zu einer Höhe von ungefähr 4900 m emporgestiegen war, schienen die hellen Eis- und Schneefelder, die sich in scharfen Windungen von den höchsten Zinnen eines über 7000 m hohen Gipfels herabsenkten, fast so ferne wie zuvor. Alte Moränen von gewaltiger Größe bedeckt mit Loeßlagern ließen sich deutlich am Ausgang des Nissatales, über 5 km unterhalb des jetzigen Fußes des Kashkulgletschers (4000 m Seehöhe), erkennen. Die Talseiten weiter unten waren absolut kahl und die öden und steilen Absteige von Fels oder Geröll zeugten deutlich von rapid fortschreitender Erosion.

Die Schmelze des Gletschereises ging noch in beträchtlichem Umfang vor sich, und das Hochwasser der Flüsse machte das Passieren der tief eingeschnittenen Schluchten oft gefährlich. Außer diesen Schwierigkeiten der Natur hatten wir auch mit viel verschmitzten Obstruktionen seitens der wenigen halbnomadischen Gebirgsbewohner und der aus Khotan verbannten Verbrecher zu kämpfen, welche die einzige Bevölkerung in jener öden Bergwelt bilden, von denen wir im Bezug auf Zufuhr, Transport und Führer völlig abhingen. Zum Glück gelang es uns zum Schluß trotz dieser und ähnlicher Hemmnisse viele interessante Details in der Geographie der wildzerklüfteten eisbedeckten Hauptkette südlich vom Yurung-kash aufzuklären.

Am 9. September war ich nach Khotan zurückgekehrt, wo mich die Vorbereitungen für meine archäologische Campagne einige Tage festhielten. So beschäftigt ich auch war, so konnte ich mich doch einem großen Festgelage nicht entziehen, welches der zuvorkommende Präfekt Chien-Darin mir zu Ehren den versammelten Würdenträgern des Distriktes gab. Dann brach ich nach der nordöstlich an die Oase anstoßenden Wüste auf, wo

ich bald stark erodierte aber noch deutlich erkennbare Ruinenstätten aufspürte, die Beweis ablegten von alter Besiedlung weit über den im Jahre 1901 entdeckten großen Rawak Stupa hinaus. Als ich in der Folge die ausgedehnten Débrisstätten untersuchte, die sich dem nördlichen Rand des Hanguya Cantons entlang hinziehen, hatte ich die Genugtuung, durch Ausgrabungen eine Menge von schönen kleinen oft vergoldeten Reliefs in hartem Stuck zutage zu fördern, die einst die Cella eines großen, wahrscheinlich aus dem 5. bis 6. Jahrhundert n. Chr. stammenden Buddhistentempels geschmückt hatten. Von der Hanguya Tati wandte ich mich zu einer Gruppe von kleinen Ruinenstätten in dem Gürtel von sandigem Buschland, das zwischen dem noch angebauten Gebiete der Domoko Oase und dem Treibsand der offenen Wüste auftritt. Die Stätte von Khadalik, von wo einer meiner alten „schatzsuchenden" Führer einige Handschriftreste von Interesse gebracht hatte, schien auf den ersten Blick wenig versprechend; denn die Hauptruine, die, wie sich bald herausstellte, von einem großen Buddhatempel herrührte, zeigte lediglich einen ausgedehnten niedrigen Schutthaufen, verdeckt vom Sand. Aber kaum hatten wir mit systematischer Grabung begonnen, als Stücke von Papierhandschriften in rascher Folge ans Licht kamen. Es wurde bald klar, daß das zerstörende Eingreifen jener, welche einst den verfallenen Tempel auf der Suche nach Bauholz vollständig demolierten, die Weihgeschenke der letzten Verehrer ungestört gelassen. So fanden wir hier ungeachtet des fast vollständigen Verschwindens des Oberbaues eine große Menge von Handschriftenblättern in Sanskrit, Chinesisch und der unbekannten Sprache von Khotan, nebst vielen beschriebenen Holztäfelchen. Reiche Überreste von Stuckreliefs und Fresken, sowie Malereien auf Holz hatten gleichfalls sichere Zuflucht gefunden unter der Sanddecke des Bodens. Ihr Stil zeigte deutlich auf die zweite Hälfte des VIII. Jahrhunderts n. Chr. Geburt. Wir arbeiteten hier mit einer großen Zahl von Arbeitern fast ohne Unterbrechung von Tagesanbruch bis in die Nacht. Und doch brauchten wir volle 10 Tage, um die Reste dieser Tempel samt einigen kleineren Behausungen bloßzulegen.

Ich kann mich nicht dabei aufhalten, die interessanten Beispiele erfolgreichen Ringens mit der Wüste zu beschreiben, welche ich in einigen neugegründeten Kolonien auf meinem Weg nach

Keriya beobachtete. Keriya ist die Haupt-Oase eines ausgedehnten Verwaltungsbezirks, fast alles Wüste. Es ist die rechte Gegend für „Schiffe der Wüste," und die 7 Kamele, die ich in Keriya nach langem Aussuchen und Prüfen kaufte, erwiesen sich hernach als die Hauptstützen meiner Transportkolonne. Bei archäologischen Expeditionen in die Wüste, wie ich sie zu leiten hatte, bedeuten die Sorgen und Schwierigkeiten betreffs Transport und Verpflegung oft einen wahren Alpdruck. Aber meine braven Kamele von Keriya verursachten mir niemals Plage. Sie hielten tapfer aus gegen alle Entbehrungen und Mühsale und waren nach nahezu zweijährigen Zügen so rüstig und von so prächtigem Aussehen, daß, als ich zuletzt vor dem Aufbruch nach Indien über sie verfügen mußte, sie noch über 50 Proz. Gewinn abwarfen, natürlich für die indische Regierung!

In Niya, der letzten kleinen Oase nach Osten, mußte ich rasch einen Zug nach der alten Stätte nordwärts organisieren, wo ich 1901 unter schon im 3. Jahrhundert n. Chr. verlassenen Ruinen wichtige Entdeckungen gemacht hatte. Dank dem guten Beispiel meiner „alten Garde" von Niya ließ sich im Verlauf einer einzigen Tagesrast eine Kolonne von 50 Mann zum Graben mit Proviant auf 4 Wochen und Extrakamelen für den Transport von Vorräten und Wasser, aufbringen. Drei Eilmärsche durch den üppigen Buschwald, der den versickernden Lauf des Niyaflusses nördlich begleitet, brachten uns zur angeblichen Ruhestätte des heiligen Kriegers und Märtyrers Imam Jafar Sadik. An dieser einsamen Wallfahrtsstätte, mit ihrer bizarren Sammlung von Lumpen, Yakschwänzen und anderen Weihgeschenken, ließen wir den letzten Ort der Lebenden hinter uns und auch das jetzige Ende des Flusses. Zwei Tage später war es mir vergönnt, wieder inmitten der kahlen Dünen zu lagern, nahe dem Mittelpunkt der auf Meilen ausgedehnten sandverschütteten Siedelung. Mein Weg, ein wenig von der bei meiner ersten Entdeckung des Platzes eingeschlagenen Richtung abweichend, hatte mich an verfallenen Wohnstätten, an Reihen verwitterter abgestorbener Obstbäume und anderen Zeichen antiker Besiedlung vorbeigeführt, die mir früher entgangen waren. Diese ermutigende Verheißung erfüllte sich bald, als ich am nächsten Morgen (20. Oktober) unsere neuen Grabungen am nördlichsten Punkt der Ruinen begann, die in einer langen Linie etwa 3 km westlich von dem

1901 erforschten Terrain zerstreut lagen und vorher unter hohen Dünen verborgen waren. Die zuerst durchforschte Ruine war die eines relativ kleinen Wohnhauses, von nur 1 m Sand bedeckt. Sobald wir im westlichen Endraum den Fußboden erreicht hatten, kamen Kharoshthidokumente auf Holz ans Licht. Bald konnte ich zu meiner großen Befriedigung Stück auf Stück von diesen alten Urkunden und Briefen in indischer Sprache und Schrift vom Boden auflesen, wo der letzte Bewohner, wahrscheinlich ein Beamter, vor 1700 Jahren seine „Papierkorbware" zurückgelassen hatte. Rechteckige Täfelchen amtlichen Charakters mit genau passenden hölzernen Deckstücken, die als Umschlag dienten; keilförmige Doppeltäfelchen für halb-offizielle Korrespondenz; längliche Brettchen und Holzstreifen, die zu Aufzeichnungen, Rechnungen etc. gedient hatten, waren alle unter den Funden vertreten.

Ich kann nicht näher auf die arbeitsreichen Tage eingehen, die wir auf die Ausgrabung der nach Süden hin sich erstreckenden Kette von Wohnstätten verwendeten. Kharoshthischriftstücke auf Holz, Briefe, Rechnungen, Konzepte, Notizzettel u. s. w. kamen fast in jedem der Häuser zum Vorschein, im Verein mit Hausrat jeder Art und Werkzeugen, die ein deutliches Bild vom täglichen Leben gaben. Obwohl die letzten Bewohner dieses bescheidenen Pompeji nichts von wirklichem Wert zurückgelassen, so gab es doch in Fülle Belege des Wohlstands, in dem sie gelebt hatten, schöne Holzschnitzereien, bequeme Kamine etc. Überreste von eingezäunten Gärten und von Pappel- oder Obstbaumalleen ließen sich fast immer in der Nähe dieser Wohnstätten aufspüren. Wo die Dünen Schutz gewährt hatten, erhoben sich die dürren Baumskelette noch zu einer Höhe von 3—4 m.

Ich muß mich des Versuchs enthalten, die Ergebnisse zu beschreiben, die zwei Wochen aufreibender aber fruchtbarer Arbeit hier boten. Jedoch ein besonders reicher Fund an alten Dokumenten hat Anspruch auf Erwähnung. Ich war mit der Aufdeckung eines großen Wohnhauses beschäftigt im äußersten Westen der alten Stätte; Funde von architektonischen Holzschnitzereien in der geräumigen Zentralhalle bewiesen, daß das Haus einem wohlhabenden Mann gehört haben mußte, und Kharoshthischriftstücke auf Holz von beträchtlichem Umfang bis zu 1 m Länge ließen vermuten, daß er ein Beamter von Position

war. Die Hoffnung auf mehr in seinem Amtszimmer bestätigte sich gar bald, als die ersten Streiche des Ketman ganze Stöße von Dokumenten nahe dem Fußboden eines schmalen Zimmers neben der Zentralhalle bloßlegten. Ihre Zahl stieg bald über 100. Die meisten davon waren „Keile" mit administrativen Ordres; andere, auf länglichen Täfelchen, Rechnungen, Listen und „Kanzleipapiere" verschiedenen Inhalts, um einen Anachronismus zu gebrauchen. Die Suche nach verstreuten Stücken auf dem Lehmboden war noch im Gang als dem wackern Rustam, dem erfahrensten Gräber meiner alten Garde, eine seltene Entdeckung glückte. Er hatte eben zwischen der Mauer und einem scheinbar zufällig daliegenden Lehmklumpen eine wohlerhaltene Doppel-Keiltafel herausgezogen, als ich ihn eifrig mit den Händen im Fußboden scharren sah. Bevor noch eine Frage möglich, hatte Rustem, ungefähr 15 cm unter dem Boden ein vollständig erhaltenes rechtwinkliges Dokument hervorgezogen, mit uneröffnetem Deckstück und doppeltem noch unberührten Tonsiegel. Als das Loch vergrößert war, zeigte sich der Raum gegen die Mauer hin und unter dem Fundamentbalken mit eng geschichteten Stößen ähnlicher Stücke vollgepfropft.

Wir waren offenbar auf ein verstecktes kleines Archiv gestoßen, und groß war meine Freude über diesen seltenen Fund. Die rechteckigen Dokumente hatten mit wenigen Ausnahmen ihre sorgfältigen Umschnürungen noch ungelöst und an das Deckstück gesiegelt, ein deutliches Zeichen, daß es sich um Verträge, Schuldverschreibungen etc. handelte, die unter Originalverschluß gelassen wurden, damit eventuell ihre Echtheit sicher festgestellt werden könnte. Als ich abends im Zelt die Siegelabdrücke vom Staub reinigte, zeigte es sich, daß fast alle so frisch geblieben, als ob sie eben erst aufgedruckt worden wären und daß die meisten der gebrauchten Siegel von klassischer Arbeit waren, Herakles darstellend mit Keule und Löwenhaut, Eros, Pallas, Promachos etc.

Dem Südrande des einst bewohnten Terrains zu lagen die Ruinen wie versteckt zwischen düstern eng gedrängten Sandkegeln, deren Spitzen unter verworrenen Tamariskendickicht, lebend oder tot, sich bis auf 16 m erhoben. Endlich kamen wir wieder auf etwas offeneren Wüstenboden heraus. Die Häuserruinen waren hier bescheiden, aber das benachbarte Terrain

wies interessante Züge auf. Nahe bei einem verfallenen Wohnhaus stand ein Viereck von Maulbeerbäumen, deren Stämme, tot seit langen Jahrhunderten einst einen noch klar erkennbaren Teich überschattet hatten. Der Fluß, von dem der ihn speisende Kanal abgeleitet worden, brauchte nicht lange gesucht zu werden; denn hinter dem nächsten Sandrücken nach Westen lag noch ein Steg, ungefähr 30 m lang ausgestreckt über ein unverkennbar trockenes Flußbett. Von den Pfeilern, welche den Steg getragen, standen noch zwei aufrecht. Auf nahezu 4 km nach Nordwesten ließ sich das alte Flußbett deutlich verfolgen, stellenweise von Treibsand vollständig verdeckt, aber dann wieder zwischen niedrigen Dünen und Partien toten Jungles auftauchend. Dessikation: so stand es ganz deutlich über dieser seltsamen wüsten Landschaft geschrieben

Die etlichen 700 km Wüste, die ich auf meinen Märschen im November vom Niyafluß über Charchan nach Charklik durchquerte, gaben Gelegenheit zu interessanten archäologischen Arbeiten an mehr als einem Punkt. Aber ich kann mich nicht dabei aufhalten. In der kleinen Oase Charklik, dem Lou-lan der alten chinesischen Pilger und dem Lob Marco Polos, traf ich die Vorbereitungen für meine lang geplante Expedition zu den Ruinen in der Wüste nördlich vom Lop-nor, die zuerst Sven Hedin auf seiner denkwürdigen Reise im Jahre 1900 entdeckt hatte. Es war wahrlich eine harte Aufgabe; innerhalb von 3 Tagen waren aufzubringen: eine Mannschaft von 50 Arbeitern für beabsichtigte Ausgrabungen, Proviant für uns alle für 5 Wochen; überdies so viele Kamele wie nur möglich für den Transport von Wasser oder vielmehr Eis, das nötig war, um uns alle für einen siebentägigen Marsch durch wasserlose Wüste, dann während eines längeren Aufenthaltes bei den Ruinen und endlich für die Rückkehr zu versorgen. Die Aufgabe gewann ein abschreckendes Ansehen, als ich fand, daß mit Erschöpfung aller lokalen Hilfsquellen die Gesamtzahl der Kamele nur auf 21 zu bringen war.

Am 11. Dezember beim letzten kleinen Fischerweiler von Abdal überschritt ich den tiefen und noch nicht zugefrorenen Tarim und setzte meine Wüstenkolonne in Bewegung. Während eines Tages folgten wir den Lop-nor-Sümpfen in östlicher Richtung und fanden glücklicherweise in einer der letzten Süßwasser-

lagunen gutes Eis. Jedes verfügbare Kamel wurde mit schweren Eissäcken beladen. Die Route, die wir jetzt nordnordöstlich einschlugen, lief notwendigerweise nahe der von Hedin im Jahr 1900 befolgten, jedoch in entgegengesetzter Richtung. Aber zur Führung gab es kein Wegzeichen irgend einer Art, nur den Kompaß. Am Morgen des 15. Dezember hatten wir die letzte vertrocknete Salzlagune hinter uns gelassen und bald darauf betraten wir jene Zone weit fortgeschrittener Erosion, die ein so charakteristisches Merkmal des nördlichen Teiles der Lop-nor-Wüste bildet. Die konstante Folge von steilen Lehmterrassen und scharf eingeschnittenen Mulden zwischen ihnen, zeugte deutlich von der erodierenden Kraft des Windes und Treibsands und von der Beständigkeit der vorwiegenden Windrichtung, Nordost nach Südwest. Der hartkantige Boden setzte den Füßen der Kamele arg zu. Es konnte kein Zweifel sein, daß dieses Gebiet zu einem sehr alten Seebecken gehörte. Aber merkwürdig genug: kaum hatten wir es betreten, als häufige Funde von bearbeiteten Feuersteinen und anderen Werkzeugen der Steinzeit Beweis boten, daß Menschen es in prähistorischer Zeit bewohnt haben mußten. An jenem Tag befanden wir uns schon in den Krallen eines eisigen Nordostwindes, der in der Mitte der folgenden Nacht mein Zelt nahezu umblies. Mit kurzen Unterbrechungen wütete dieser Wind während unseres ganzen Aufenthaltes in diesem Wüstengebiet. Im Verein mit Temperaturen, die rasch unter — 18° C. sanken, machte er während der nächsten Wochen unser Leben gar peinlich.

So war es eine große Erleichterung für uns alle, als die erste hohe Ruine, welche die Nähe der Stätte anzeigte, in Sicht kam. Beim Anbruch der Nacht lagerte ich am Fuß des verfallenen Stupas, der sich in dieser trostlos öden Landschaft als das Merkzeichen der Hauptruinengruppe erhebt. Die Ausgrabungen, die ich ununterbrochen während der nächsten 11 Tage mit einer relativ großen Zahl von Leuten betrieb, machten es mir möglich, alle Baureste, die in den diversen Ruinengruppen aufzuspüren waren, zu durchsuchen. Das Ergebnis an archäologischen Funden war reichlich. Unter den aus Riegel- und Lehmwänden erbauten Häusern hatte Winderosion erschreckliche Verheerung angerichtet. Aber glücklicherweise hatte an verschiedenen Stellen eine hinreichende Decke von Flugsand oder von konsolidiertem Kehricht

für viele interessante Objekte Schutz geboten. In einem ausgedehnten Abfallhaufen von über 30 m Durchmesser, der sich nahe dem Zentrum einer kleinen befestigten Station fand, stießen wir auf eine besonders reiche Fundgrube. Schriftstücke auf Holz und Papier, auch auf Seide, kamen sehr zahlreich ans Licht. Die Mehrzahl der Stücke ist chinesisch und offenbar administrativen Inhalts.

Kharoshthidokumente fanden sich gleichfalls zahlreich vor. Wenn man bedenkt, wie weit das Lop-nor Gebiet von Khotan entfernt ist, so gewinnt diese Ausbreitung einer indischen Schrift und Sprache bis in den äußersten Osten des Tarimbeckens ein ganz spezielles historisches Interesse. Architektonische Holzschnitzereien, Gegenstände des Kunstgewerbes, Metallsiegel u. s. w., die wir in großer Anzahl zutage förderten, zeigen in ihrem Styl unverkennbare Abhängigkeit von der graeco-buddhistischen Kunst Indiens. Selbst ohne das direkte Zeugnis datierter chinesischer Dokumente und der sehr zahlreichen Münzfunde, würden diese Kunstüberreste zur chronologischen Fixierung der Ruinen genügt haben. Wie jene von Niya müssen sie in der zweiten Hälfte des 3. Jahrhunderts n. Chr. verlassen worden sein. Eine Reihe von Beobachtungen deutet darauf hin, daß diese alte Niederlassung ihre Wichtigkeit weit mehr dem Transitverkehr mit China als lokalen Hilfsquellen verdankte. Aber selbst wenn man dies in Betracht zieht, wie überwältigend ist das Zeugnis für die großen physischen Wechsel, welche diese Region betroffen haben, hauptsächlich infolge der Vertrocknung! Auf über 250 km nach Osten ist jetzt entlang der Linie, welcher die alte Karawanenroute nach China gefolgt haben mußte, kein trinkbares Wasser mehr zu finden.

Unser Vorrat an Eis war sehr zusammengeschrumpft. Krankheitsfälle unter den Leuten zeigten, wie sehr sie, beständig den eisigen Winden ausgesetzt, gelitten. So war es denn recht, daß am 29. Dezember 1906 alle aufspürbaren Baureste durchforscht waren. Das Hauptlager wurde unter der Leitung des Topographen nach Abdal zurückgesandt, während ich selbst mit einigen wenigen Leuten durch die unerforschte Sandwüste nach Südwest aufbrach. Ein interessanter, wenn auch schwieriger Marsch brachte uns nach einer Woche wohlbehalten an das Eis der Tarimlagunen. Das Vorwärtskommen war weit mühseliger als

auf der Route vom Lop-nor, weil die Höhe der Dünenrücken, die wir zu durchqueren hatten, ständig zunahm. Bald verloren wir auch die Reihen von toten Baumstämmen, welche die Ufer alter Lagunen oder Flußläufe markierten. Der sich daraus ergebende Mangel an Brennholz war für uns eine gar ernste Sache; hatten wir doch gerade damals die niedrigsten Temperaturen jenes Winters, bis zu 27° C. unter Null. Auch hier fanden sich Reste der Steinzeit in Menge. Nach rascher Aufnahme einiger Örtlichkeiten von archäologischem Interesse am unterem Tarim ging es bald an neue Ausgrabungen in Miran. Das war gleichfalls ein völlig wüster Punkt, am Fuß des absolut kahlen Kieselglacis, das sich von den Bergen zum westlichsten Teile der Lop-nor-sümpfe herabsenkt. Aber keiner von uns wird je das Ungemach vergessen, das wir während jener 3 Wochen harter Arbeit von den fast konstant daherfegenden eisigen Winden zu erdulden hatten. Es gab Tage, wo alle meine Gehilfen mit Ausnahme meines allezeit munteren chinesischen Sekretärs auf der Krankenliste standen. Aber die erzielten Ergebnisse boten mir reichlich Ersatz. Das verfallene Fort erfüllte vollständig die von der ersten versuchsweisen Grabung wachgerufenen Hoffnungen. Die Kasematten und halb unterirdischen Gelasse, welche im 8. bis 9. Jahrhundert, eine tibetanische Besatzung beherbergt hatten, waren einfach genug in Anlage und Konstruktion; aber sie enthielten die bemerkenswertesten Kehrichthaufen die ich je aufgedeckt habe. Die Abfallschichten lagen in ihnen stellenweise 3 bis 4 m hoch, und lieferten im Überfluß Schriftstücke auf Papier und Holz, meist in tibetischer Sprache, aber auch in der ältesten Turkischrift. Ihre Gesamtzahl belief sich schließlich auf 1000 Stück. Reste von Geräten, Kleidungsstücken, Waffen fanden sich gleichfalls in großer Menge. Alles bekundete nur zu deutlich den Schmutz, in welchem die Tibetaner ihre Zeit auf diesem einsamen Grenzposten verbracht hatten.

Das Fort diente ohne Zweifel zur Sicherung der direkten Route, die vom Osten aus Tun-huang und China zu den südlichen Oasen des Tarimbeckens führte. Aber noch weit interessanter waren die Kunstreste, die aus den Schutthügeln einiger buddhistischer Heiligtümer in der Nähe des Forts ans Licht kamen. Diese Tempel mußten zum mindesten durch vier Jahrhunderte in Trümmern gelegen sein, bevor die tibetanische Eroberung zur Er-

richtung des Forts Anlaß gab. Überreste von kolossalen Stuckreliefs, die sitzende Buddhas darstellten, kamen in einem der Tempel zum Vorschein. Der Einfluß klassischer Kunst prägte sich mit überraschender Deutlichkeit aus in den schönen aber leider schwerbeschädigten Fresken der noch stehenden Mauerteile in zwei runden domartigen Tempeln, die kleine Stupas umschlossen. Mehrere der Fresken waren in Auffassung und Behandlung so westlich, daß ich mich bei ihrem ersten Auftauchen eher unter den Ruinen einer römischen Villa in Syrien oder Kleinasien als unter buddhistischen Heiligtümern an der Grenze des eigentlichen Chinas hätte glauben können. Kharoshthiinschriften neben einigen Fresken deuten auf das 3. Jahrhundert als die ungefähre Zeit, wann diese Tempel verlassen wurden. Leider machte der beschränkte Raum und das halbarktische Klima das Photographieren sehr schwierig, und was wir an Fresken ohne allzu große Gefahr fortschaffen konnten, harrt noch des Auspackens.

Nach den Entbehrungen in Miran schien ein Halt von einer Woche in Abdal köstlich, so bescheiden auch der Unterschlupf war, den uns seine Binsenhütten gewährten und so beschwerlich auch die Packarbeit. Eine große Karawane, die zwei alterprobten Turkidienern anvertraut wurde, sollte meine Funde zu Mr. Macartney nach Kaschgar bringen. Am 21. Februar 1907 brach ich dann zu dem langen Wüstenmarsch auf, der uns von den öden Lop-nor-Sümpfen direkt bis nach Tun-huang an der westlichen Grenze von Kansu und des eigentlichen China führen sollte. Es war derselbe Weg, auf dem Marco Polo „die Wüste Lob“ durchquert hatte. 600 Jahre vor ihm hatte es einen nicht minder großen Reisenden, Hsüan-tsang vorbeiziehen gesehen, den Pilger frommen Angedenkens, als er beladen mit buddhistischen Reliquien und heiligen Büchern nach vieljähriger Wanderung in den westlichen Regionen nach China zurückkehrte. Seit dem Ende des 2. Jahrhunderts vor Chr. als die Chinesen das Tarimbecken zum erstenmal unter ihren politischen Einfluß brachten, hatte diese öde Wüstenroute von nahezu 600 km Länge als wichtige Karawanenstraße gedient. So oft die chinesische Macht im Westen erlahmte oder eine strenge Abschließungspolitik den Handel erstickte, fiel sie wieder in Vergessenheit. Und so mußte sie denn vor etwa 25 Jahren von Neuem entdeckt werden.

Die 17 langen Märsche, in denen wir die gewöhnlich noch wie zu Polos Zeiten auf 28 Tage angeschlagene Wüstenreise zurücklegten, boten reichlich Gelegenheit zu interessanten geographischen Beobachtungen. Hier aber fehlt es an Zeit auf diese einzugehen.

An einem Punkt, der noch 5 starke Märsche vom Rande der Tun-huang Oase entfernt lag, sah ich zum erstenmal verfallene Wachttürme und fand bald Spuren einer sie verbindenden Mauer. Schon die erste oberflächliche Untersuchung des Bodens am Fuß eines Wachtturms legte Überreste von offenbar hohem Alter dar, und verschiedene archäologische Anzeichen ließen vermuten, daß diese Ruinen zu einem alten Grenzwallsystem gehörten, das in seinem Charakter der noch bestehenden „Großen Mauer" an der Kansugrenze entsprach. Sobald sich nur Menschen und Tiere durch eine kurze Rast in Tun-huang von den vorhergehenden Strapazen erholt hatten, kehrte ich in die noch winterliche Wüste zurück, um diesen verfallenen Limes genauer zu untersuchen. Dies erwies sich als eine überaus interessante und fruchtbringende, aber auch ungewöhnlich schwierige Aufgabe.

Den gebildeten chinesischen Beamten in Tun-huang, die sich alle lebhaft für meine Arbeiten interessierten und mir sehr gerne geholfen hätten, war die Ausdehnung und Lage der Ruinen völlig unbekannt. So mußte ich denn das Aufspüren der alten Mauer, die oft auf lange Strecken vom Boden verschwunden war und oft durch sehr trügerisches Terrain führte, selbst besorgen. Noch größer war die Schwierigkeit, genügend chinesische Arbeitsmannschaft für die Grabungen in der Wüste zu beschaffen. Trotzdem gelang es uns im Verlauf von 2 Monaten den alten Limes auf der Strecke von An-shi bis zu seinem westlichsten Endpunkt, über 230 km lang genau aufzunehmen und die Ruinen der sämtlichen Wachttürme, Sektionsstationen u. s. w., die an ihm lagen, zu durchforschen.

Die massiven Wachttürme, die sich in Zwischenräumen von 2—3 Meilen erhoben, waren beim Aufspüren der Mauerreste meine besten Führer. Fast immer konnte ich neben ihnen die Ruinen der bescheidenen Quartiere auffinden, welche die der Mauer entlang verteilten Posten beherbergt hatten. Aus den chinesischen Schriftstücken, meistens auf Holz oder Bambu, welche die Ausgrabung fast jeder Ruine in großer Zahl lieferte,

konnte ich bald feststellen, daß diese Grenzlinie bis auf das Ende des 2. Jahrhunderts v. Chr. zurückging, als die Ausdehnung chinesischer Macht nach Zentralasien unter Kaiser Wu-ti begann. Genau datierte Dokumente, vom Jahr 99 v. Chr. ab, zeigten, daß die reguläre Bewachung des Grenzwalls durch das 1. Jahrhundert v. Chr. und wahrscheinlich für den größten Teil seiner Länge bis zur Mitte des 2. Jahrhunderts v. Chr. währte. Der Hauptzweck des Limes war unzweifelhaft der Schutz des südlich vom Su-lai-ho gelegenen Gebietes, das als Operationsbasis und Passage unentbehrlich war für die in das Tarimbecken gesandten chinesischen Truppen, politische Missionen u. s. w. Die Feinde, deren Räubereinfälle von Norden her abgewehrt werden sollten, waren unzweifelhaft die Hsiong-nu, die Vorfahren jener Hunnen, die einige Jahrhunderte später ihre Pferde an der Donau und dem Po tränkten.

Die Bodenbeschaffenheit und das Klima der Gegend, durch welche die befestigte Grenzlinie von Anshi nach Westen lief, und die schon in alter Zeit zum allergrößten Teile Wüste war, waren der Erhaltung von Altertümern ausnehmend günstig. So war es ganz natürlich, daß die Hunderte von Schriftstücke auf Holz, Bambus und Seide, die Überreste von Kleidungsstücken, Möbeln, Geräten und all die verschiedenen Gegenstände archäologischen Interesses, welche die Besatzungen dieser abgelegenen Stationen als wertlos zurückgelassen hatten, durch 2 Jahrtausende so gut wie unbeschädigt geblieben. Manchmal genügte ein leichtes Aufscharren des kiesbedeckten Abhangs neben einer Wachtstation um ganze Kehrichthaufen aufzudecken. Da lagen dann Stöße von schmalen Holztäfelchen, die aus der Kanzlei irgend eines Postenkommandanten vor Christi Geburt hinaus gefegt worden waren, unter den vergänglichsten Sachen, wie Stroh, Kleiderfetzen, alle frisch und wohlerhalten. Die chinesischen Schriftstücke, von denen ich schließlich über 2000 beisammen hatte, beziehen sich hauptsächlich auf militärische Dinge, und geben häufig genaue Details über die Stärke und Bewegungen der längs der Grenze wachthaltenden Truppenteile; ihre Verpflegung, Equipierung etc. Interessant sind an Offiziere gerichtete Privatbriefe, voll kurioser Familiennachrichten. Das sorgfältige Studium dieser verschiedenartigen Schriftstücke, alle weit älter als irgend ein bis jetzt in Zentralasien oder China gefundenes

Originaldokument, im Verein mit den tatsächlichen Überresten von Einrichtungen, Waffen etc. wird genügen, um ein genaues Bild von dem Leben zu geben, das einst an dieser ödesten aller Grenzen geführt wurde.

Die Konstruktion einer regelmäßigen Verteidigungslinie quer durch ein so ausgedehntes und von allen Hilfsmitteln entblößtes Wüstengebiet muß eine schwierige Aufgabe gewesen sein, und es war sehr interessant, immer wieder Beweise des Geschickes zu finden, mit dem die alten chinesischen Ingenieure sie gelöst hatten. Geleitet durch ihren scharfen Blick für alle topographischen Dinge, hatten sie klug eine Kette von Salzsümpfen und Seen ausgenützt, um ihre Verteidigungslinie zu verstärken. Für die Mauer selbst nahmen sie Zuflucht zu Materialien, die den örtlichen Verhältnissen speziell angepaßt waren; und auch den Unbilden zweier Jahrtausende im ganzen sehr gut standgehalten haben. Zwischen ca. 30 cm hohen Lagen von gestampftem Lehm schoben sie sorgfältig versicherte und ungefähr eben so dicke Faschinenreihen ein, die aus sauber abgeschnittenen und fest zusammengeschnürten Bündeln von Schilf bestanden; das letztere lieferten die Sümpfe. Der Salzgehalt des Wassers und Bodens verlieh dem so errichteten sonderbaren Mauerwerk bald eine überraschende Konsistenz. Auf solchem Boden konnten dem Wall Mensch und Natur gar wenig anhaben, nur die Macht der langsam schleifenden, aber nimmer rastenden Winderosion. Immer und immer wieder beobachtete ich im Lauf meiner Mappierung wie gut die Mauer in den Teilen erhalten war, die parallel zur vorherrschenden Windrichtung lagen, während an jenen Stellen, die der Windrichtung entgegenstanden und dem Flugsand ein Hindernis boten, der Wall durch Winderosion arg in Bresche gelegt oder ganz hinweg rasiert war. Die mit großer Heftigkeit und Stetigkeit über diese Wüste hinfegenden Winde kommen hauptsächlich aus Osten und Nordosten.

Die Mauer hat überall eine gleichmäßige Dicke von ca. $2^1/_2$ m und erhebt sich stellenweise bis zu einer Höhe von über 3 m. Aber dass die Erbauer, wo nötig, auch größere Anstrengungen zu machen wußten, trotz aller lokalen Schwierigkeiten, das beweisen die Wachttürme, die gewöhnlich aus Luftziegeln von beträchtlicher Festigkeit erbaut sind und sich in einer soliden viereckigen Masse zu Höhen von über 10 m er-

heben. Ein kleines Fort, das wahrscheinlich die alte Position des in den chinesischen Annalen oft erwähnten Torlagers von Yu-mên bezeichnet, zeigte hohe und massive Mauern von gestampftem Lehm über 5 m dick. Imposanter noch ist ein gewaltiger Hallenbau an 170 m lang. Er war mir mit seinen palastähnlichen Dimensionen und Aussehen ein Rätsel, bis Funde von datierten Schriftstücken aus dem 1. Jahrhundert v. Chr. erwiesen, daß er als Magazin für die Truppen erbaut worden war, die an der Mauer in Besatzung lagen, oder ihr entlang sich bewegten.

Ich könnte stundenlang reden über die kuriosen Beobachtungen und Erfahrungen, die mich während jener harten, aber hochinteressanten Arbeitszeit fast vergessen ließen, wie viele Jahrhunderte dahingegangen. Einige Andeutungen mögen hier genügen. Niemals fühlte ich lebhafter, wie wenig 2000 Jahre besagen, während welcher die Tätigkeit des Menschen aufgehoben und selbst jene der Natur erstarrt ist, als wenn ich mich auf meinen langen Rekognoszierungsritten des Abends allein auf den Trümmern irgend einer hochgelegenen Wachtstation fand. Turm um Turm in weiter Ferne, bis zu 16 km und mehr erglänzten im gelblichen Widerschein der untergehenden Sonne. Wie sie sich so abhoben, mit langen Wallstrecken dazwischen, manchmal wie gerade braune Linien über dem grauen Kies der Wüste, konnte man glauben, daß Türme und Wall noch bewacht wären, daß spähende Augen die trügerischen Plateaus und Niederungen gen Norden durchforschten. Aber die schrägen Strahlen der Sonne enthüllten auch weit realere Dinge. Dann bemerkte das Auge ganz deutlich eine merkwürdig gerade furchenähnliche Einsenkung, die parallel zur Mauer lief, ungefähr 7 m auf ihrer Innenseite, wo immer die Mauer wohlerhalten war. Eine wiederholte Untersuchung ergab, daß es die unverkennbare Spur des Pfades war, den die dem Wall entlang marschierenden Patrouillen im Laufe von Jahrhunderten ausgetreten.

Wir litten gar viel unter den fast täglichen Stürmen und den Extremen des Wüstenklimas. Gegen die eisigen Winde, die bis in den April hinein wehten, waren unsere dicksten Pelze unzureichender Schutz. Noch am 1. April notierte ich ein Minimum von —22° C. Aber bevor noch der Monat zu Ende war, waren Hitze und greller Sonnenschein schon arg

lästig geworden. So oft nur die Winde sich legten, kamen wahre Wolken von Moskitos und anderen Insekten aus den Salzsümpfen, in deren Nähe wir wegen des Wassers lagern mußten und quälten Mensch und Tier. Eine andere Beschwerde war der Salzgehalt des Wassers. Als die Ausgrabungen um Mitte Mai zum Abschluß kamen, war es hohe Zeit, zur Oase zurückzukehren.

Eine wichtige archäologische Aufgabe zog mich nach Tun-huang zurück. Schon im Jahr 1902 hatte mich Professor L. von Lóczy auf die buddhistischen Grottentempel, bekannt als die „Hallen der 1000 Buddhas," südöstlich von Tun-huang aufmerksam gemacht. Er hatte sie schon im Jahre 1879, als Mitglied von Graf Szechenyis Expedition und somit als ein Pionier moderner geographischer Forschung in Kansu, besucht. Die heiligen Grotten sind ausgehöhlt in steilen Konglomeratwänden am Ausgang eines öden Tales, etwa 20 km südwestlich von der Oase, und was ich in ihnen an Kunstdenkmälern bei Gelegenheit eines ersten flüchtigen Besuchs im März 1901 gesehen, übertraf meine Erwartungen. Die großen und kleinen Tempelzellen, von denen die düstern Felswände in unregelmäßigen Reihen durchlöchert sind, zählen nach Hunderten und an den verstuckten Wänden fand ich schöne mehr oder minder gut erhaltene alte Fresken. In Stil und Komposition zeigten sie die engste Verwandtschaft mit den Überresten der aus dem Nordwesten Indiens nach Turkestan verpflanzten buddhistischen Malerei. Auch alte Skulptur war reichlich vertreten. Aber viele der Statuen in bröcklichem Stuck hatten arg von bilderstürmendem Fanatismus und dann wieder vom Eifer frommer Restaurationen gelitten. Reichliche archäologische Indicien machten es unzweifelhaft, daß ein großer Teil der Tempel und der Kunstreste der Zeit der Táng-Dynastie (7.—9. Jahrhundert n. Chr.) angehörten, als sich der Buddhismus in China einer großen Blüte erfreute. Die Wirren der nachfolgenden Perioden müssen den Glanz der Tempel und die Zahl der bei ihnen sich aufhaltenden Mönche und Nonnen gar sehr vermindert haben. Aber trotz aller Wandlungen und Verwüstungen hatte Tun-huang offenbar an seinen frommen buddhistischen Traditionen bis auf Marco Polos Zeiten und in gewissem Sinn bis auf heute festgehalten. Ich war mir deshalb

wohl bewußt, daß meine archäologische Tätigkeit dort, soweit Fresken und Skulpturen in Frage kamen, nur einen quasi-platonischen Charakter haben dürfte. Und doch als ich um den 20. Mai mein Lager für einen längeren Aufenthalt an der heiligen Stätte bezog, waren es Hoffnungen anderer Art, die mein Herz höher schlagen ließen. Schon 2 Monate vorher hatte ich vage Gerüchte von einem großen verborgenen Schatz alter Handschriften gehört, die etwa 2 Jahre vorher von einem Taoistenmönch bei der Restauration eines Tempel zufällig entdeckt worden waren. Der Schatz sollte mißtrauisch in der vermauerten Seitenkapelle bewacht sein, wo er ursprünglich entdeckt worden.

Der Taoist-Priester, der den Fund gemacht und in seine Hut genommen hatte, erwies sich als ein sehr kurioser Mann, ebenso ignorant inbezug auf das, was er behütete, als voll Furcht vor Göttern und Menschen. Im Anfang war er schwierig zu behandeln. Abgesehen von Chiang-ssu-yiehs taktvoller Diplomatie war unser schließlicher Erfolg hauptsächlich Umständen zu verdanken, die der Tao-shi als Beweis davon ansah, daß der große Hsuan-tsang, mein chinesischer Schutzpatron, speziell für mich eintrete. Schon meine allerseits bekannte Verehrung für das Andenken des heiligen Reisenden war mir eine große Hilfe gewesen; denn sonderbar genug, der Tao-shi, der im übrigen für buddhistische Dinge wenig Verständnis und Interesse hatte, war in seiner Weise ein ebenso warmer Verehrer von T'angsen, „den großen Mönch der T'angperiode," als ich es in einer anderen bin. Freilich sind die fanatischen Legenden, die Hsüan-tsang im Volksglauben zu einer Art von heiligem Münchhausen umgestaltet haben und für des Tao-shis Verehrung verantwortlich waren, nicht in des großen Pilgers echten Memoiren zu finden. Aber was könnte dieser kleine Unterschied bedeuten? Als die ersten Proben, die der Bonze schließlich auf unser Drängen aus dem verborgenen Handschriftenschatze hervorholte und uns insgeheim zeigte, sich als schöne Papierrollen mit chinesischen Übersetzungen von buddhistischen Texten herausstellten, die nach Angabe der Kolophons aus Indien gebracht und von Hsüantang selbst übersetzt worden waren, da machte dieses Wunderzeichen auf den Priester und auch auf meinen eifrigen Sekretär den tiefsten Eindruck. War es nicht Hsuan-tsang selbst, so erklärte Chiang, der im rechten Augenblick das Versteck des

Schatzes geoffenbart hatte, um mir, seinem Schüler aus dem fernen Indien, hier an der äußersten Westgrenze des eigentlichen China eine würdige Belohnung für meine Forschermühen zu bereiten?

Unter dem Einfluß dieses quasi-göttlichen Winks nahm der Tao-shi seinen ganzen Mut zusammen, und öffnete vor mir die primitive Türe, die den Eingang zu der in den Fels gehauenen Seitenkapelle schloß. Der Eingang war hinter einer mit Fresken bedeckten Wand verborgen gewesen, bevor zufällig eine Spalte zu seiner Entdeckung führte. Der Anblick des kleinen Raumes ließ mich die Augen weit öffnen; denn aufgeschichtet in Haufen, aber ordnungslos, zeigte sich da in dem trüben Schimmer von des Bonzen kleiner Öllampe eine kompakte Masse von Handschriftenbündeln, die zu einer Höhe von über 3 m aufstieg und wie eine spätere Messung zeigte, einen Raum von zirka 15 cbm anfüllte. In diesem „schwarzen Loch" war keine Untersuchung möglich. Aber als der Bonze einige Bündel herausholte und mir erlaubte, in einem Seitengemach des Tempels eilig den Inhalt durchzusehen, da stieg meine Befriedigung noch mehr. Die dicken, ungefähr 30 cm hohen Papierrollen, die uns zuerst in die Hände kamen, enthielten chinesische Buddhistentexte in ausgezeichneter Erhaltung unverkennbar von hohem Alter. Als ich auf der Rückseite einer chinesischen Rolle auf einem ausführlichen Text in kursiver indischer Brahmischrift stieß, da waren alle meine Zweifel gehoben. Hier war ein unumstößlicher Beweis, daß die aufgestapelten Handschriften noch auf jene frühe Zeit zurückreichten, als indische Schrift und einige Kenntnis des Sanskrit noch im zentralasiatischen Buddhismus fortlebten. Alle Handschriften waren offenbar in demselben Zustand erhalten, als zur Zeit ihrer Deponierung. Nirgends kam ich auf die leiseste Spur von Feuchtigkeit.

Wie dankbar war ich für diesen Schutz, als ich beim Öffnen eines Packets es gefüllt fand mit schönen Malereien auf Seide und Leinwand, Votivgaben in verschiedenen Seiden- und Brokatstoffen, samt einem bunten Haufen von Bildern auf Papier, Seidenbannern, Stickereien etc. Die Malereien auf Seide und Leinwand hatten als Tempelbanner gedient und waren meist säuberlich zusammengerollt. Aufgerollt zeigten sie prächtig gemalte Bilder von Buddhas und Bodhisattvas, die entweder ganz

indisch im Stile waren, oder sonst in sehr interessanter Weise die Anpassung indischer Vorbilder an chinesischen Geschmack illustrierten. Bald entdeckte Chiang-ssu-yieh Dedikationsaufschriften mit Daten aus dem 9. und 10. Jahrhundert n. Chr.

Ich kann hier unmöglich beschreiben, wie die Suche einen Tag um den anderen ohne Unterlaß fortgesetzt wurde, noch all die interessanten Funde angeben, welche diese eigenartige Grabung belohnten. Besonders die mit gemischten Texten, bemalten Stoffen und allerhand Papieren angefüllten Bündel lieferten wichtige Funde von buddhistischen Manuskripten in indischen und anderen nichtchinesischen Sprachen. Eines der wichtigsten war ein großes und sehr gut erhaltenes Sanskrit Manuskript auf Palmblättern, offenbar früher als irgend eines der bisher bekannten Sanskrit Manuskripte geschrieben. Tibetanische Texte in der Form von Rollen und Pothis waren überaus zahlreich. Alte Turki-Uighur Manuskripte und Holzdruckbücher kamen gleichfalls in Miszellenbündeln zum Vorschein. Auch Kok-turki und sogar die Abart syrischer Schrift, gewöhnlich für manichaische Schriften verwendet, waren vertreten.

Weniger interessant auf den ersten Blick, aber in Wirklichkeit von besonderem antiquarischen Interesse, waren die vermischten Schriftstücke in chinesischer Sprache, wie Briefe, Memoranda, Klosterrechnungen, welche jene Bündel von scheinbarem Makulaturpapier füllten. Die zahlreichen datierten Dokumente darunter setzten mich bald in den Stand zu bestimmen, daß die Vermauerung der Kammer ungefähr ums Jahr 1000 n. Chr. stattgefunden haben muß. Es ist kaum zu bezweifeln, daß die Furcht vor einem verheerenden Einfall den Anlaß dazu gab. Aber die wohlgeschützte kleine Kapelle hatte aller Wahrscheinlichkeit nach schon eine lange Zeit vorher als Depot für weit ältere Gegenstände gedient. Bei der teilweisen Prüfung unserer chinesischen Sammlung, die ein Jahr später möglich wurde, fanden wir unter ihnen in der Tat eine ganze Reihe von Handschriften, die genaue, bis ins 3. Jahrhundert n. Chr. zurückgehende Daten aufweisen.

Ich kann hier nicht versuchen, alle die Schwierigkeiten zu schildern, die zu überwinden waren, bevor „die Auswahl fürs genauere Studium," wie unsere diplomatische Phrase lautete, unversehrt in mein improvisiertes Magazin überführt werden konnte,

ohne daß irgend Jemand, selbst von meinen Leuten, die leiseste Ahnung davon hatte. Genug, daß schließlich der würdige Tao-shi fast geneigt war anzuerkennen, daß ich eine fromme Wandlung vollbrachte, als ich für europäische Forschung alle jene Überreste alter buddhistischer Literatur und Kunst sicherte, die sonst doch bestimmt waren, früher oder später durch die Gleichgiltigkeit der Einheimischen zugrunde zu gehen. Aber ein wirkliches Gefühl der Erleichterung kam erst über mich, als alle die 24 Kisten mit handschriftlichen Schätzen und die fünf mit Malereien und ähnlichen Kunsterzeugnissen unversehrt in London deponiert werden konnten.

Die Anstrengungen und Sorgen waren sehr groß gewesen. So war ich denn froh, Ende Juni die archäologische Arbeit in den heißen Wüstenebenen mit geographischen Forschungen im westlichen und zentralen Nan-shan zu vertauschen. Nachdem ich meine Sammlungen in der sicheren Hut des Yamen zu An-shi gelassen hatte, nahm ich meinen Weg südwärts zu der großen schneebedeckten Kette, welche die Wasserscheide zwischen dem Su-lai-ho- und dem Tun-huangfluß bildet. Auf meinem Weg dahin entdeckte ich eine große Ruinenstätte nahe bei dem Dorfe Chiao-tzu zwischen den zwei niedrigsten der kahlen äußeren Ketten. Archäologische Anzeichen bewiesen, daß die ummauerte Stadt bis zum 12. oder 13. Jahrhundert bewohnt gewesen sein mußte. Um so schlagender war das Beispiel, das ihre Mauern von der Wirkung der Winderosion seit jener Zeit lieferten. Trotz sehr massiver Konstruktion sind alle Mauerzüge gegen Osten durch den scheuernden Flugsand vollständig in Bresche gelegt und an vielen Stellen tatsächlich wegrasiert worden, während die Mauern, die nach Norden und Süden schauen und so parallel zur Richtung der vorwiegend herrschenden Ostwinde liegen, unbeschädigt geblieben sind. Als ich in der Folge in dem kanonähnlichen Tale emporstieg, in welchem der Ta-shifluß die zweite äußere Kette durchschneidet, kam ich zu einer malerisch gelegenen Serie von buddhistischen Höhlentempeln, bekannt unter dem Namen Wang-fu-hsia (Tal der 10000 Buddhas) und noch jetzt eine Wallfahrtstätte. In Charakter und Ursprung ihrer Malereien sind sie den „Hallen der 1000 Buddhas“ nahe verwandt.

Nach der Aufnahme der gewaltigen gletschergekrönten Kette, welche die furchtbar öden Abhänge des Nan-shan westlich vom

Su-lai-ho überragen, stiegen wir zu der anmutigen kleinen Oase von Chong-ma herunter. Dann nahmen wir unseren Weg durch eine bis jetzt unerforschte Gebirgspartie zu dem berühmten Chia-yu-kuan, Tor der noch bestehenden großen Mauer. Hier gelang es mir, ein archäologisches Problem von beträchtlichem historischen Interesse aufzuklären. Es betraf die Beziehung der nach der bisherigen Anschauung bei Chia-yu-kuan endenden Mauer zur alten befestigten Grenzlinie, die, wie ich entdeckt hatte, sich einst nahezu 500 km weiter nach Westen in die Wüste hinein erstreckt hatte.

In Su-chou, der ersten Stadt innerhalb der Mauer, hatte ich mit bedeutenden Schwierigkeiten zu kämpfen, bevor wir uns Ende Juli auf den Marsch in den Zentralen Nanshan begeben konnten. Die chinesischen Behörden waren genau so entgegenkommend, wie ich sie anderwärts immer gefunden hatte. Aber sie waren voller Befürchtungen wegen räuberischer Überfälle von Seiten der Tanguts u. s. w., und selbst als sie mit Widerstreben meinem Aufbruch zugestimmt hatten, erwies sich das Aufbringen der nötigen Transportkolonne noch als eine sehr schwierige Aufgabe. Die chinesischen Ansiedler in Kansu haben eine wahre Heidenangst vor dem Gebirge, das jenseits der äußersten Kette für sie eine terra incognita ist. Führer gab es nur bis zum breiten plateauartigen Tal, zwischen der Richthofen- und Tolai-shankette, wo ich in einer Höhe von ungefähr 4300 m Goldgruben fand.

Nachdem wir diese exponierte Goldgräberlager, wo der Schnee eben erst geschmolzen war, verlassen hatten, wurden wir keines menschlichen Wesens mehr ansichtig, bis wir gegen Ende des Monats auf einige in den Tälern südlich von Kanchou nomadisierende Mongolen stießen.

Der klar ausgesprochene Charakter der vier großen Ketten, in denen sich der Nanshan zu den Hochplateaus der Kharanor- und Kokonorregion erhebt, sowie die offene Beschaffenheit der Haupttäler war glücklicherweise ein großer Vorteil für die systematische Mappierung und ließ uns unter dem Mangel jeglicher Führung weniger leiden. Die ausgezeichneten Weideplätze, die wir überall zwischen 3700 und 4300 m Seehöhe antrafen, waren eine große Wohltat für unsere hart mitgenommenen Tiere und bewahrten uns vor ernstlichen Verlusten.

Aber wir alle litten viel unter den fast täglich herniedergehenden eisigen Regengüssen und unter den Beschwerden, die uns die ausgedehnten Sümpfe in den oberen Teilen der großen Täler und auf den breiten Plateaus der Wasserscheiden bereiteten. Die natürlichen Schwierigkeiten wurden noch vermehrt durch die Hilflosigkeit unserer chinesischen Ponyleute und durch ihre „tief eingewurzelte physische Abneigung gegen Gefahren," um es höflich so zu nennen. Nun waren für sie jene Berge voll von Gefahren, wirklichen sowohl wie eingebildeten, und anstatt das bischen Energie, das reichliches Opiumrauchen ihnen noch gelassen hatte, zum Schutz gegen die Gefahren anzuwenden, taten sie ihr möglichstes, um gleich vor ihnen davonzulaufen. Immer und immer wieder machten sie systematische Versuche zu desertieren, die uns ohne Transportmittel zu lassen drohten. Glücklicherweise konnten diese Versuche unterdrückt werden, ohne unsere Pläne zu vereiteln.

Durch Märsche, die sich insgesamt auf über 650 km beliefen, gelang es uns, während des Monats die drei nördlichen Ketten des zentralen Nanshan zu durchqueren und zwischen den Längengraden von Suchou und Kanchou genau zu mappieren. Sie erheben sich alle zu schneebedeckten Gipfeln von über 6000 m Seehöhe. Im Laufe dieser Aufnahmen wurden alle Flüsse, die zu jenen Oasen herablaufen, ebenso wie der Su-lai-ho bis zu ihren Gletscherquellen verfolgt. Die großartige eisbedeckte Gebirgskette, welche die Hauptquellen des Su-lai-ho von dem Zuflußgebiet des Khara-nor und des Koko-nor scheidet, wurde längs ihrer Nordseite aufgenommen. Die Sueßkette, wie Obrucheff sie benannt, ist des großen Geologen würdig, dessen Namen sie trägt. In absoluter Höhe einzelner Gipfel (wahrscheinlich bis zu 7600 m) und der Kammlinie erhebt sie sich bedeutend über die nördlichen Ketten. Von dem weiten bergumkränzten Quellbecken des Su-lai-ho nahmen wir unseren Weg über sumpfbedeckte Hochebenen zu den Quellen des Tatungflusses, wo wir das Zuflußgebiet des stillen Ozeans berührten. Von da drangen wir in das obere Tal des Kan-chouflusses und passierten schließlich wieder das Richthofengebirge auf einer hohe Querrücken überschreitenden Route. Das Gesamtareal der von Rai Ram Singhs kartographischen Aufnahmen zwischen An-shi und Kanchou umfaßten Region, beläuft sich auf mehr als 60 km².

Von Kan-chou aus begab ich mich in den ersten Septembertagen auf die lange Reise, die mich zu meiner zweiten Campagne ins Tarimbecken zurückbringen sollte. Verschiedene Erwägungen, archäologischer wie praktischer Natur bestimmten mich auf dieser Reise der großen Karawanenstraße via Hami und Turfan zu folgen, welche seit dem 7. Jahrhundert n. Chr. an Stelle der älteren Route über Lop-nor getreten ist. In An-shi wurde Rai Ram Singh, dessen Gesundheit den Strapazen einer zweiten Winterkampagne in der Wüste nicht gewachsen war, von Surveyer Rai Lal Singh abgelöst, der in der Folgezeit glänzende Beweise seines seltenen Eifers und seines Geschicks für Mappierungsarbeiten unter schwierigen Umständen gab.

Ich kann mich nicht dabei aufhalten von der langen Reise zu berichten, die mich in rund 2 Monaten auf Gesamtmärschen von nahezu 1500 km von An-shi nach Karashahr im äußersten Nordosten des Tarimbeckens führte. In Karashahr angelangt konnten wir ohne Verzug den Spaten ansetzen. Eine ausgedehnte Ruinenstätte buddhistischer Tempel, den Mohammedanern der Gegend unter dem Namen Ming-oi „die 1000 Häuser“ bekannt, und auf niedrigen Felsterrassen eine Tagereise westlich von Karashahr gelegen, bot gute Gelegenheit zu systematischen Grabungen. Ungeachtet all der Verwüstung, die fanatische Bilderstürmer und atmosphärische Einflüsse angerichtet, belohnte reiche archäologische Ausbeute unsere Mühe. Die tiefen Schuttlager im Innern der größeren Tempel lieferten eine Menge von ausgezeichneten Reliefskulpturen in Stuck, die einst die Tempelwände geschmückt hatten. Aus gewölbten Gängen, — die Tempel cellae einschlossen, holten wir schöne Fresken, die frühzeitige Verschüttung vor Feuer sowohl als Nässe bewahrt hatte. Funde von bemalten Holztafeln und schön geschnitzten, vergoldeten Reliefs legten Zeugnis ab von dem einst reichen Schmuck mit Weihgeschenken.

Während der 14 Tage, die wir in Min-oi verbrachten, arbeiteten wir unter ganz sarmatischen Witterungsverhältnissen. An Minimumtemperaturen bis zu 24° C. unter Null wäre uns vielleicht nicht so viel gelegen gewesen, wären Tempel und Lager nur nicht Tage lang von eisigen Nebeln umhüllt gewesen, die vom großen Bagraschsee südwärts aufstiegen.

Neujahr 1908 fand uns in Korla. Von da zogen Lal Singh

und ich selbst auf verschiedenen Wegen durch noch nicht erforschtes Wüstengebiet zur alten Oase von Kuchar an der großen Karawanenstraße nach Nordwesten. Nach rascher Besichtigung der ganz in der Nähe liegenden und von anderer Seite durchforschten Ruinen, konnte ich Ende Januar meine Reise nach dem Süden der großen Wüste wieder aufnehmen. Nachforschungen, die ich seit dem Verlassen der Khotan- und Keriyagegend im Herbst 1906 eingeleitet, hatten mir Kunde gebracht von mehreren alten Stätten in Taklamakan, die unerforscht geblieben, und es lag mir daran sie zu besuchen, bevor die Hitze und Sandstürme des Frühlings die Arbeit im Wüstengebiet unmöglich machten. Der Marsch südwärts durch den Taklamakan, dorthin wo der Keriyafluß im Sand versiegt, war schwierig und eventuell gefährlich. Aber Hedins Pionierreise im Jahre 1896 bewies, daß er unter gewissen Bedingungen ausführbar war, und da es am Keriyafluß Ruinen zu untersuchen gab, so beschloß ich, den Abschneider zu versuchen. Ich konnte mir die ernstlichen Schwierigkeiten nicht verhehlen, denen ich mit einer relativ starken Karawane zu begegnen hatte. Während Hedin auf seinem Weg von Süden her das Ende des Keriyaflusses mit der Gewißheit verlassen konnte, daß seine Route notwendigerweise zu einem oder dem andern Punkte des Tarimstromlaufes führen müßte, hing unsere Aussicht, innerhalb vernünftiger Zeit Wasser zu erreichen, einzig und allein davon ab, daß wir durch ein Dünenmeer von etwa 250 km Breite richtig auf einen bestimmten Punkt zusteuerten — und daß der Keriyafluß sein Wasser noch gegenwärtig dorthin sandte.

Am 29. Januar ließen wir die letzten Schäferhütten am Tarim hinter uns; ich hatte 8 Arbeiter von Shahyar mitgenommen zum Brunnengraben und eventuellen Ausgrabungen. Unser Proviantvorrat für die 20 Mann starke Karawane sollte $1^1/_2$ Monate reichen. Nach einem beschwerlichen Marsch von 8 Tagen über Dünen, die oft auf 30 m und mehr aufstiegen, erreichten wir den nördlichen Rand des ausgetrockneten Deltas, das der Keriyafluß in der Vorzeit gebildet. Es stellte sich dar als ein wahres Labyrinth von trockenen Flußbetten, alle halb begraben unter Flugsand und oft vollständig verschwindend inmitten von seit Jahrhunderten abgestorbenem Dickicht. Hier begannen die richtigen Sorgen; es war als ob wir nach einer

Fahrt auf offenem Meer die trügerische Sumpfküste eines tropischen Deltas erreicht hätten ohne Leuchttürme oder Richtzeichen zur Führung.

Nirgends auf meinen Wüstenreisen habe ich so irreführenden und gefährlichen Boden angetroffen. Unsere Versuche Brunnen zu graben, schlugen immer und immer wieder fehl. Der Mut der Leute, ausgenommen meines wackeren Lal Singh und einiger meiner alten Diener, sank tiefer und tiefer. Als noch weitere fünf beschwerliche Marschtage vergangen waren, ohne uns zu Wasser zu bringen, wurde die wachsende Furcht der Leute von Shahyar zu einer ernstlichen Gefahr. Fluchtgedanken lockten sie stets ins Verderben. Am sechsten Tage endlich erschaute ich von einem gewaltigen über 100 m hohen Sandrücken einige sonderbare weiße Flecken weit weg in der endlosen graugelben Wüstenei. Es war das schimmernde Eis des Flußendes und groß war die Erleichterung, als wir nach langem Marsch ostwärts dort ankamen und Gewißheit hatten, daß es nicht bloß ein salzüberzogenes Sumpfbecken gewesen. Für uns alle war es höchste Zeit, den Fluß zu erreichen. Seit 14 Tagen hatten die Kamele kein Wasser bekommen. Wir Menschen waren während der letzten 5 Tage auf die kärgliche Ration von etwa einem halben Liter Wasser pro Tag und Person gesetzt. Der ewig wandernde Fluß hatte ein neues Bett gebildet, in beträchtlicher Entfernung westlich von jenem, das Hedin gesehen hatte, und der Sand, durch den er jetzt floß, war noch absolut ohne Vegetation. Wir brauchten noch einige Tage, bevor wir an lebenden Wald kamen.

Nach eintägigem Halt konnte ich die archäologische Arbeit wieder aufnehmen. Es war dies bei der Kara-dongstätte, der sich der Fluß infolge seiner letzten Veränderung nach vielen Jahrhunderten wieder genähert hat. Bei meinem ersten Besuch 1901 hatten rasch aufeinanderfolgende Sandstürme eine vollständige Untersuchung des Platzes verhindert und die wandernden Dünen hatten seitdem verfallene Wohnstätten bloßgelegt, die damals zu tief im Sand begraben gewesen. Die Ausgrabung derselben lieferte endgültigen Beweis, daß hier fern in der Wüste während der ersten Jahrhunderte unserer Zeitrechnung eine kleine Ackerbauniederlassung bestanden hatte. Verstärkt durch einen Trupp meiner alten „Schatzsucher" von Khotan marschierte ich dann auf einer neuen Route zum Wüstengürtel nördlich von

der Domoko-Oase. Hier in der trügerischen Zone Tamariskenbedeckter Sandhügel hatten sie weit verstreute Gruppen von verfallenen Wohnstätten mit buddhistischen Tempeln gefunden, die uns vorher entgangen waren. Meine Ausgrabungen wurden schließlich durch wertvolle Funde von guterhaltenen Manuskripten in indischer Schrift, buddhistischen Malereien u. s. w. belohnt. Der Zeitpunkt des Verlassens lag auch hier ungefähr am Ende des 8. Jahrhunderts n. Chr.

März und April vergingen so in ergänzenden archäologischen Arbeiten längs dem Wüstenrand nördlich der Oasen von Domoko bis Khotan. Dann brachen wir nordwärts nach Asku auf dem Wüstenweg auf, der dem damals trockenen Flußbett des Khotanflusses entlang führte. Dort entdeckte ich zu meiner großen Befriedigung auf dem kuriosen Wüstenhügel von Mazar-tagh Ruinen eines einst die Straße beherrschenden Forts. Feuer hatte es zerstört, aber auf dem steilen Felsabhang unterhalb lagen in vorzüglicher Erhaltung gewaltige Haufen von Abfall, der von der Besatzung im Laufe vieler Jahre hinabgeworfen worden war. Dreitägige harte Arbeit lieferte eine große Menge von Dokumenten auf Holz und Papier in diversen Schriften und Sprachen, die augenscheinlich nicht über das 8. und 9. Jahrhundert n. Chr. herabreichen. Besonders reich vertreten waren tibetanische Schriftstücke.

Wir erreichten Aksu Anfang Mai nach viel Beschwerden. Dann zog ich das Uch-Turfantal aufwärts, wo sich unter den Kirgisen Gelegenheit für nützliche anthropometrische Arbeit bot, und hierauf durch eine bisher unerforschte Gebirgsgegend südwärts zu der wenig bekannten Oase von Kelpin. Die malerisch zerklüfteten Gipfel steigen über 4000 m an, sind aber schneearm, und der zunehmende Wassermangel in diesen Bergen ist eine ernste Schwierigkeit für die wenigen Kirgisenhirten, die sich noch in ihnen halten. In der Folge gelang es mir, in der Wüste zwischen der absolut wasserlosen äußeren Kette von Kelpin und dem Endlauf des Kaschgarflusses ausgedehnte Trümmerstätten aufzuspüren, die alte Ansiedlungen markieren.

Die zunehmende Hitze und der Gedanke an die vielen noch vor mir liegenden Aufgaben zwangen mich jetzt zur raschen Rückkehr nach Khotan. Dort hielt mich das sichere Ver-

packen meiner archäologischen Sammlungen durch 6 Wochen aufs emsigste beschäftigt. Niemals vielleicht hat die alte Oase ein solches Kistenmachen, Verzinnen etc. gesehen. Am 1. August konnte ich endlich meine schwere Karawane mit Antiquitäten beladen. Volle 50 Kamellasten waren nach den Karakorumpässen abzusenden, wo sie mich erwarten sollten. Ich selbst brach mit Lal Singh zu der seit langem geplanten Expedition ins Hochgebirge an die Gletscherquellen des Yurung-kash oder Khotanflusses auf. Meine früheren Forschungen in den Karanghu-tagh-Bergen hatten mich von der Unmöglichkeit überzeugt, zu den Gletscherquellen des Yurung-kash durch die engen und tiefen Flußschluchten vom Westen vorzudringen. So sollte denn ein neuer Vorstoß in jenes vollständig unerforschte Hochgebirgsmassiv von Osten her gemacht werden.

Die Schwierigkeiten begannen gleich, als wir durch die fürchterlich engen Schluchten oberhalb Polur zu dem nördlichsten Hochplateau (ungefähr 5000 m ü. d. M.) vordrangen. Dort ließ uns ein glücklicher Zufall mit einigen Jägern wilder Yaks aus Keriya zusammentreffen, deren einer, mit Namen Pasa, ein verschlagener aber erfahrener Kerl, nach vieler Mühe überredet werden konnte, uns als Führer in die oberste Talschlucht des Yurung-kash zu dienen. Nach Zurücklassung eines Proviantdepots für Mensch und Tier gelangten wir unter seiner Führung zuerst ins tief eingeschnittene Zailiktal. Hier fanden wir ausgedehnte Goldgruben in die steilen Konglomeratfelsen über dem anstehenden Gneiß des Strombettes gearbeitet und offenbar schon seit frühen Zeiten im Bau. Einst als der Grubenbau mit Zwangsarbeit betrieben wurde, muß diese düstere wilde Schlucht mit ihrem unbarmherzigen Klima mehr menschliches Elend gesehen haben, als man sich gut vorstellen kann. So abschreckend auch dies Zailiktal ist, so war doch seine Entdeckung für uns von großem Werte. Wir konnten von ihm aus eine Reihe hoher Ausläufer besteigen, die sich direkt von der nördlichen bis auf 6600 m aufsteigenden Hauptkette des Kun-lun herabsenken und mit Theodolit, Meßtisch und photographischen Panoramen den größten Teil des unsagbar großartigen und wilden Gebirgssystems aufnehmen, das die Quellen des Yurun-kash umschließt. Gegen Süden zeigte es auf eine Strecke von mehr als 100 km eine majestätische Reihe von Schneegipfeln, die sich zu Höhen bis

über 7600 m erheben Die sie bedeckenden Gletscher waren ausgedehnter als ich sie bisher im Kun-lun gesehen hatte.

Eine ganze Reihe von Querrücken mit Pässen bis auf 6000 m Höhe mußte überschritten werden, bis wir in die äußerst schwer gangbare Schlucht des Hauptflusses gelangten und endlich nach achttägigem Klettern das große gletscherumrahmte Becken erreichten, wo ungefähr 5400 m ü.d.M. der östlichste und wichtigste Quellstrom des Yurung-kash entspringt. Wir folgten den Steigen wilder Yaks, die an Stellen selbst für unsere wackeren Esel ungangbar waren, wenn man ihnen nicht ihre Last abnahm. Das Überschreiten der von großen Gletschern gespeisten Seitenströme war oft gefährlich. Ersatz für alle diese Mühsal boten aber die ausgezeichneten Vermessungsstationen, die unterwegs auf Höhen von 6000—6400 m zu erklettern waren.

Nachdem wir so den Fluß bis zu seinen Eisquellen verfolgt hatten, drangen wir über sehr hohe Plateaus nach Süden der gletscherbedeckten Kette entlang, die den Keringafluß speist. Schlechtes Wetter erschwerte den Aufstieg. Häufige Schneestürme fegten über die Hochplateaus und Täler und verwandelten die sanftgeneigten Geröllhänge in wahre Moräste.

Dann nahmen wir das unerforschte Gebiet nach Westen zu auf, das in unseren Atlanten gewöhnlich als ein weißer Fleck mit dem Namen Aksai-chin figuriert. Anstatt einer Ebene fanden wir dort hohe schneebedeckte Querrücken der Yurung-kash-Kette mit breiten Tälern dazwischen. Eine Reihe von Seen und Sümpfen, meist salzig, breitet sich längs des Fußes dieser Ausläufer aus und erleichterten unser Vorwärtskommen. Aber unsere Ponys und Esel litten arg durch den Mangel an Weide und fast ein Drittel von ihnen ging zuletzt trotz aller Fürsorge zu Grunde. Eisige Winde verfolgten uns den größten Teil der Zeit.

Aber das schlimmste Gebiet lag noch vor uns, als wir nach einer Marschwoche einen großen jetzt fast ganz ausgetrockneten Salzsee erreichten. Wir umzogen ihn nach Nordwesten und kamen dann zu einer Reihe von absolut vegetationslosen Becken, mit salzüberzogenen trockenen Lagunen in der Mitte. Totenstarre lag über der ganzen Gegend; kein lebendes Wesen oder auch nur eine Fährte war zu sehen. Es war eine große Erleichterung, als wir nach 3 Tagen deprimierenden Marsches auf Spuren der alten Route stießen, auf der Haji Habibullah, Be-

herrscher von Khotan, zu Beginn der letzten mohammedanischen Rebellion eine direkte Verbindung mit Ladak und Indien herzustellen strebte. Wir hatten unseren Futtervorrat völlig aufgebraucht, als wir endlich am Abend des 18. September in das Tal eines östlichen Nebenflusses des Karakash abstiegen.

Die einzige Aufgabe, die mir jetzt noch blieb, war Haji Habibullahs Route bis zu dem Punkt zu verfolgen, wo sie die vereiste Hauptkette des Kun-lun gegen Karanghu-tagh überschritt. Es war für die topographische Arbeit wichtig, unsere Position genau zu fixieren durch Verbindung mit unseren früheren Aufnahmen auf der Nordseite der Hauptkette. So stieg ich am 22. September mit Lal Singh und einigen Kirgisen einen steilen Glescher hinauf, der den besten Zugang zur Wasserscheide zu bieten schien. Der Aufstieg, der uns über weite Strecken von arg zerklüftetem und mit Neuschnee bedecktem Eis führte, war sehr erschöpfend, und erst spät am Nachmittag gewannen wir die Kammhöhe auf 6100 m Seehöhe. Meßtich- und photographische Aufnahmen bei prächtigem Sonnenschein verzögerten trotz einer Temperatur von 9° unter Null den Abstieg bis 4 Uhr nachmittags. Unterwegs war wegen der Besorgnis, von der Nacht auf dem Gletscher überrascht zu werden, kein Halt möglich, und als spät am Abend das Lager wieder erreicht war, fand ich, daß mehrere meiner Zehen erfroren waren. Das war böse, aber doch war ich froh, daß dieser Unfall erst eingetreten, als unsere Forschungsaufgaben völlig zum Abschluß gebracht waren.

Ich ließ mich, so rasch als es eben auf meiner improvisierten Tragbahre ging, das Kara-kash-Tal hinab und dann über die hohen Karakorampässe tragen. Aber es brauchte doch 17 schmerzlich lange Tagemärsche, bevor ich Leh mit seiner kleinen Missionsstation der Mährischen Brüder erreichte, wo ich dank ärztlicher Hilfe allmähliche Heilung fand. Ende Januar 1909 erreichte ich gleichzeitig mit meinem Gepäck England, wo ich jetzt mit der weiteren Bearbeitung des reichhaltigen geographischen und archäologischen Materials beschäftigt bin.

Zum Problem des Wellheimer Trockentals.

Von Prof. Dr. Franz Bayberger, München[1]).

Das Trockental von Wellheim.

Das Problem des Wellheimer Trockentals wird heute und von mir nicht zum ersten Male in Erörterung gebracht.

Vor allem ist v. Gümbel zu nennen, der durch den Fund echt alpinen Gerölls festgestellt hat, daß die Donau durch das Wellheimer Tal geflossen ist[2]).

Penck äußert sich: „Während der ersten Zeit der Schotteranhäufung folgte die Donau noch den Tälern durch den Jura und nicht unwahrscheinlich ist, daß sie damals nicht bloß im Altmühltal abwärts fließend ihren heutigen Lauf wieder erreichte, sondern daß sie auch teilweise jenem aufwärts folgte und sich in das Gebiet des fränkischen Beckens zum Main hin ergossen hat; dann wäre also Donauwasser in das Rheingebiet abgeflossen“[3]).

Ferner: Thürach läßt auch die ganze Donau ins Tal von Wellheim eintreten und führt sie teilweise auch über Treuchtlingen zur Rezat; für die ganze Donau „wäre das Tal von Pappenheim zu eng“, besonders „die zahlreichen Schlingen zu eng“. Aber der Eintritt der Donau in den Jura scheint ihm nur eine Nebenfunktion des Stromes gewesen zu sein; denn weiter heißt es: „Doch ist es nach der Bildungsgeschichte des bayerischen, alpinen Vaterlandes wahrscheinlich, daß dieses durch den Jura

[1]) Vortrag, gehalten am 14. Januar 1909 in der Geogr. Gesellschaft München. Auf Wunsch der Geogr. Gesellschaft publiziert als Beitrag zur Heimatkunde von Bayern.

[2]) v. Gümbel: Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Ingolstadt der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. Kassel, Fischer 1889 — und in andern seiner Werke erwähnt.

[3]) Penck: Das Deutsche Reich. S. 165.

hindurchführende Donautal nicht das älteste Tal dieses Flusses darstellt, daß vielmehr der älteste Ablauf der Gewässer gegen Osten dem südlichen Rande des Juragebirges entlang stattfand, jedoch in einer noch höheren Lage, als sie jetzt die Deckenschotter am unteren Lech und bei Burgheim einnehmen“ [1]).

Weiß, Südbayerns Oberfläche, München, Lentner 1820, dann: Karl Kugler, Das Altmültal, Ingolstadt, Krüll 1868 [2]), ferner Stolz, System schiffbarer Kanäle in Bayern u. a. lassen unser Trockental bald von der Donau aus, bald durch die Pappenheimer Altmühl entstehen.

Brendl — Verhandlungen der Gesellschaft deutscher Naturforscher und Ärzte, 71. Versammlung in München, 17.—23. September 1899 — hält das Wellheimertal für den alten Abfluß der Altmühl in die Donau (darunter ist immer die Pappenheimer Altmühl gemeint). „Das Altmühltal von Dollnstein und Kelheim ist viel zu schmal, um als altes Donautal angesprochen werden zu können“. Bericht über die Verhandlungen S. 245.

In jüngster Zeit beschäftigte sich aufs eingehendste Dr. J. Schwertschlager, Lyzealprofessor in Eichstätt in einem ganz ausgezeichneten Werkchen: „Altmühltal und Altmühlgebirge“ [3]) mit unserm Trockentale und läßt es durch Strömungen von Süd nach Nord entstehen und bereits von der tertiären Donau durchziehen, der er großen Einfluß und große Wirkung auf die Gestaltung des Tales zuschreibt. „Der Eintritt der oberen Donau in das Trockenbett von Wellheim erfolgte schon am Ende des Miocän, und die Erosion des Altmühltales in seinen mittleren Gehängen ist im wesentlichen das Werk der pliocänen Donau“ [4]).

Also ist die Donau nach Norden gegangen und hatte an der Gestaltung und Formung des Tales großen Anteil.

„Nach dem Alttertiär diente Steppberg als westlicher Mündungsarm der Altmühl“ [5]).

---

[1]) Thürach: Über ein Vorkommen von Geschieben alpiner Gesteine bei Treuchtlingen nördlich des fränkischen Jura. — Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 1898. S. 624.

[2]) Kugler schreibt ausdrücklich „Altmültal“: „der alte Name hieß Alcimoenis, Alcmunis, Alkmun und hat die Bedeutung langsames Wasser, Wasser der Alken d. i. Elentiere“.

[3]) Eichstätt: Ph. Brünnersche Buchdruckerei (P. Seitz) 1905.

[4]) Schwertschlager a. a. O., S. 81.

[5]) Schwertschlager a. a. O., S. 68.

Somit ist die Altmühl durch unser Trockental gegangen.

Ich werde von der vortrefflichen Arbeit noch oft Erwähnung zu tun haben.

Beginnen wir zunächst mit der geographischen Beobachtung.

Unser Trockental setzt bei Dollnstein an der Altmühl ein und endigt bei Rennertshofen im großen, weiten Donautale.

Im großen Kessel von Dollnstein äußerte sich eine auffallende, bedeutende Wasserwirkung und die dortige kleine Jurainsel verrät einen sogenannten toten Punkt, wie er oft beim Zusammenströmen zweier Flüßchen zur Erscheinung kommt. Von da an setzt sich die ganze Breite des Eichstätter Altmühltales in unserm Trockenbette fort.

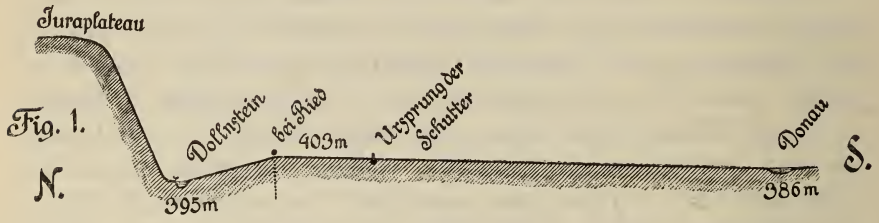
In großen Serpentinen durchzog das Tal in sehr bescheidenem Gefälle ein langsamer Fluß, der unbedingt von Norden kommen mußte, da unser Tal von Nord nach Süd sichtlich sich erweitert und, was gleichfalls wichtig erscheint, die Talschlingen gegen die Donau hin sich verlängern.

Das Tal erweist sich durch seine U-Form als ein sehr altes; denn senkrecht steigen häufig die Jurawände empor, zu Füßen der Wände liegt der splittrige Schutt, der seit langem sich dort häuft. Diese Verwitterungsmasse ist in gegenseitigem Wechsel zu einem flachhügeligen Sporn verarbeitet; dieselbe Spornbildung ist auch im Eichstätter Altmühltal vielfach verbreitet, vielleicht liegt auch oft ein Felsenkern zugrunde. An manchen Punkten, wie in nächster Nähe von Wellheim finden sich 40—50 m über der heutigen Talsohle noch „Strudellöcher", die Schwertschlager namentlich bei Schloß Wellheim als Beweis dafür ansieht, daß die tertiären oder diluvialen Donaudurchzüge das Tal in solcher Höhenlage passierten und erodierten.

Ich habe gerade diesem Punkte wiederholt alle Aufmerksamkeit gewidmet und konnte mich nicht überzeugen, daß die torähnliche Öffnung bei Wellheim als Beweis einer fluviatilen Erosion der Donau anzunehmen sei. Solche und ähnliche Erscheinungen fand ich im ganzen Altmühltale öfters, und ich vermochte nicht zu finden, daß es Erosionsmarken sind; denn der Jura verwittert in allen Höhen und in allen Formen und wir werden bei den Pseudoterrassen noch darauf zurückkommen.

Das Wellheimertal ist einseitig erodiert, das Westufer mehr als der Ostabhang, das deutet einen Stoß von Osten herkommend an; eine von Westen kommende Donauströmung müßte das Ostufer steil erodiert haben, die Talebene ist teilweise geradezu vollendet, das Gefälle des einstigen Flusses war so schwach wie das der heutigen Altmühl, und wie im heutigen Eichstätter Tal erhält man auch hier den Eindruck einer reifen Tallandschaft.

Beachtenswert ist ferner, daß das Altmühltal bei Dollnstein um 9 m höher liegt als das Donautal bei Rennertshofen, sowie daß die Wasserscheide unseres Trockentals nur 2—3 km vom Altmühltal, aber 20 km von der Donau bei Ried mit 403 m entfernt ist. Also haben wir etwa 20 km Abfall zur Donau und sehr kurzen zur Altmühl. Die Höhendifferenz (die Zahlen sind sämtlich der Generalstabskarte entnommen) zwischen Donau mit 386 m und dem Scheitelpunkt beträgt somit 17 m. Zwischen Scheitelpunkt und Dollnstein (Altmühlspiegel 395,8 m) 8 m. — Das alles deutet eine Strömung von Nord nach Süd an. — (Figur 1.)[1])



Für die Geschichte des Tales erscheint mir das benachbarte Trockental von Tagmersheim, das Spiteltal, von aufschließender Bedeutung zu sein: es schmiegt sich ganz dem Südlaufe des Wellheimertales an, sein rechtes, südöstliches Ufer weist in seiner steilen Böschung auf eine südliche Mündung, veranlaßt durch eine Strömung im Trockental von Nord nach Süd. Der auffallend starke Bogen nach Osten, den unser Trockental bei der Mündung des Spiteltales bildet, ist eine klare Wirkung des einstigen Spitelflusses. Bei 15 km Länge weist dieses Tal ein Gefälle von mehr als 100 m auf, schon der scharfe, gerade Lauf

[1]) Der Anschaulichkeit wegen wurde der Kessel von Dollnstein etwas übertieft.

verrät Energie, und dieser Stoß mußte den Wellheimer Fluß nach Osten drängen, und genau an dieser Stelle entstand die Insel von Aicha, deren Böschung deutlich eine Wasserwirkung von Nord nach Süd dartut.

Nicht minder wichtig erscheint mir dabei der Umstand, daß vor der Mündung des Spitelflusses an unser Trockental sich sichtlich gegen die Donau heraus erweitert, also wieder das Zeichen einer Strömung und deren Wirkung von Nord nach Süd.

Aber nicht bloß eine Erweiterung des Tales tritt ein, sondern auch eine größere Vollendung; denn merkwürdigerweise hören auch die Talsporen auf und verlieren sich gegen die Donau hinab. Also finden wir mehrfach eine Talentwicklung von Nord nach Süd erwiesen.

Bezeichnend ist auch, daß der Löß von Mauern in seiner Hauptmasse am Ostufer des Trockentales niedergelegt ist und das Westufer einen tiefen an steilen Gehängen sich hinziehenden nur mehr 30 m breiten Tallauf aufweist, der anzeigt, daß noch spät lokale Wasser den gewohnten Weg von Nord nach Süd zogen; eine nach Norden gehende Donau hätte gerade diesen Löß angreifen und sicher fortführen müssen.

Rätselhaft ist der Ursprung der Schutter mitten im Trockentale von Wellheim. Gleich unterhalb Feldmühle beginnt sie ihren östlichen Durchbruch gegen Nassenfels ohne jedes besondere Kennzeichen erosiver Kraft: ruhig, gelassen, im sanften Wiesengrunde wendet sie sich gegen Südosten, verschmäht das große, weite Trockental von Wellheim einzuschlagen und durchfließt dagegen Höhen und Gelände bis zu 100 m relativ. Diese merkwürdige Erscheinung erinnert mich lebhaft an die Illach im oberen Lechgebiet, die im breiten Erosionstale oberhalb Steingaden entspringend, ganz rätselhaft plötzlich nach Westen umbiegt, bedeutende Höhen ruhigen Laufes durchfließt und dabei das große bequeme Tal von Steingaden meidet.

Solcher Talrätsel gibt es noch viele. — Lassen wir das Wellheimertal durch die Donau erodiert sein, so muß auch das Schuttertal als deren Werk betrachtet werden; eine Teilung des Stromes und seiner Kraft und als Resultat hiervon eine doppelte Leistung, nämlich zwei breite, alte, vollendete Täler ist nicht anzunehmen.

Das eine aber sagt uns die Schutter, deren Flußrichtung mit dem Tale von Wellheim etwas verwandt ist, daß wir es auch hier mit uralten, reifen Talverhältnissen zu tun haben; denn es fehlen alle Zeichen jugendlichen Alters: wie Terrassen, Talengen, Schnellen etc.

Kommen wir dagegen heraus ins große Donautal: welch ausgeprägte Terrassen, sowohl im Jurafels als im Gerölle tertiären und diluvialen Alters, wie scharf die Konturen des gesamten Tales; alles jung, neu; im Wellheimertal alles greisenhaft; nicht eine junge, schöpferische Kraft hat dort gewirkt, sondern es ist im scharfen Gegensatz zum Donautale ein ausgereiftes Tal, der Ausdruck einer langen Zeitdauer.

Wie entstand es? Viele nehmen nun an, daß es das Produkt der Pappenheimer Altmühl ist. Das wäre dann in Übereinstimmung mit meinen Beobachtungen eine Strömung des Flusses und eine Entstehung des Tales von Nord nach Süd.

Das führt uns nun die heutige Altmühl aufwärts.

Das Altmühltal von Pappenheim.

Das Pappenheimer Altmühltal ist ein kleines Abbild des Tales von Eichstätt. Es ist voll Splitter und Talsporn, es hat zahlreiche Serpentinen, aber der Gesamteindruck ist der eines Seiten-, eines Nebentales und nicht der eines Haupt- oder Ursprungstales. Damit ist der wesentliche Unterschied hervorgehoben. Auch weitere Unterschiede sind bedeutsam. Vor allem die Enge des Tales; es hat sehr häufig den Charakter eines V-Tales; nur wo Seitenbäche hereinfließen oder Trockentäler einstens solche hineinleiteten, wie bei Treuchtlingen, Dietfurt — entstanden kleine Becken, sonst aber wird der Schluchtencharakter des Tales von allen bemerkt, die es durchwandern. Penck — Thürach betonen gleichfalls den engen Bau des Tales, führen aber die starke Donau durchs breite Wellheimertal; also eine Illustration zu den Größenverhältnissen beider Täler.

Die Enge des Pappenheimer Tales ist oft derart, daß Straße und Eisenbahn, um am Flusse vorbeizukommen, am Abhang Terrain gewinnen mußten.

Das Tal hat etwa $^1/_4$—$^1/_3$ der Breite des großen Altmühltales von Eichstätt und Wellheim; diesem kleinen Maßstabe sind auch andere Erscheinungen angepaßt. Eine Schlinge von Pappenheim oder eine von Altendorf ist dem ganzen Altmühltal von Rennertshofen durchs Trockental und über Eichstätt bis Kelheim vollkommen fremd. Nach Schwertschlager sind die Radien im Wellheimer- und Eichstättertal oft mehr als nochmals so groß als im Tale von Pappenheim.

Unerklärlich ist nun die plötzliche Erweiterung des engen V-Tales zu einem vollendeten U-Tale bei Dollnstein, wenn wir nämlich das obere Altmühltal als Oberlauf und nicht als Nebenfluß der Altmühl betrachten. Zunächst muß ich aber den Kessel von Dollnstein der Altmühl von Eichstätt zuschreiben, da der erodierende Einfluß der Donau, wie das bald dargetan werden soll, ohne wesentliche Bedeutung mir erscheint. Aber die Verantwortung für die Entstehung dieses Kessels kann um so weniger der Pappenheimer Altmühl zur Last gelegt werden, da der Kessel sich noch hinter den linken von der oberen Altmühl gebildeten Talsporn erstreckt. Wie man auch die Sache vergleichen mag, es fehlt das Gleichmaß des Übergangs vom engen Pappenheimer zum plötzlich sehr weiten Tal von Dollnstein.

Ich kann mich deshalb niemals der häufigen Anschauung, daß unser Trockental eine Fortsetzung der oberen Altmühl, also ein Erosionsprodukt derselben ist, anschließen; denn beide Täler sind in ihrem Charakter, in ihrem ganzen Ausmaße grundverschieden. Ebenso entschieden muß ich ablehnen, daß das breite Altmühltal von Eichstätt der kleinen, schwachen Pappenheimer Altmühl zuzuschreiben wäre. So angepaßt die kleine Altmühl dem engen Tal erscheint, so unnatürlich ist das Verhältnis derselben zum plötzlich sehr weiten Tal von Dollnstein, Eichstätt. Von 200 m oberhalb Dollnstein erweitert sich das Tal plötzlich bis auf 700 m. Das Becken von Dollnstein ist also unmöglich eine Schöpfung der kleinen Altmühl von Pappenheim.

Würde man ferner annehmen, die Pappenheimer Altmühl habe das Trockental von Wellheim ausgefurcht, so wäre das Verhalten dieser Altmühl zum Tale von Eichstätt dann äußerst rätselhaft, es wäre ein Fall ähnlich der Schutter. Die Altmühl von Eichstätt wäre ein unerklärlicher Torso ohne Quellbezirk, und es müßte sich sofort die Frage erheben: was veranlaßte die Alt-

mühl von Pappenheim über das unbequem und hochgelegene Tal von Wellheim zu fließen, nachdem das 6—800 m breite Altmühltal von Eichstätt in unmittelbarster und natürlichster Verbindung zur Verfügung stand? Schon diese Annahme, daß die Pappenheimer Altmühl durch Wellheim ging, müßte mehr oder weniger zu einem Westlaufe der Eichstätter Altmühl zwingen.

Dr. Reuter, ein trefflicher Kenner des Jura, ist nach einer mündlichen Äußerung gleichfalls der entschiedenen Anschauung, daß unser Trockental niemals aus dem Altmühltal von Pappenheim heraus entstanden ist.

Also: wie wir auch das Verhältnis der oberen Altmühl zu unserem Wellheimertal und dem Altmühltal von Eichstätt betrachten, so ist es nach unbefangener Prüfung der Tatsachen unmöglich anzunehmen, daß unser großes Trockental von der unbedeutenden Pappenheimer Altmühl ausgefurcht wurde.

Die tertiäre Donau.

Damit entsteht die zweite Frage: hat die Donau das Tal von Wellheim ausgefurcht? Mit dieser Vermutung ließ sich eher zurechtkommen, da wenigstens Kraft und Leistung in einem annehmbaren Verhältnis stehen würden und es ist daher nötig, diese Frage zu untersuchen.

Die Geschichte des Donautales in Südbayern ist eine doppelte: eine tertiäre und eine diluviale. Wir haben in Südbayern zwei Zonen, in denen das Tertiär schwere Verluste erlitt: Die glaciale im alpinen Vorland, namentlich in der Lage der Zungenbecken der ehemaligen Gletscher, und die Zone der großartigen Erosion im Donautale.

Den Verlust tertiären Gerölles z. B. im Westflügel des Inngletschers berechne ich auf mindestens 100—150 m im Maximum, jenen der obermiocänen Sande und Gerölle im Donautale gleichfalls auf 100—150 m, im Süden durch glaziale, im Norden durch rein fluviatile Erosion weggeführt.

Wenn man die tertiären Höhen am Südrande der Linie des Kastelberges bei Reichertshofen durchwandert, oder wenn man die Nordgrenze des Donautales, den Jura abgeht, so erhält man einen überwältigenden Eindruck von der Breite und Größe

dieses Tales, das im Querschnitt oft 12—15 km mißt. Mit Unterbrechungen, die die Flußmündungen verursachten, zieht sich über Eppenbrunn, Aislingen bis gegen Wiblingen—Oberkirchberg—Ulm hinauf —, und nach Osten hinab von St. Wolfgang—Kastelberg zum Dürrenforst bis gegen Abensberg — eine pralle Wandung, die südliche, imponierende Uferleiste des Donautales von etwa 120 km Länge.

Dieses groß angelegte Tal muß ich nach der Frucht jahrelanger Wanderungen und Studien im großen und ganzen als die Wirkung der pliocänen Donau erkennen. Und zur tertiären Zeit muß auch das Wellheimertal schon fertig gewesen sein; denn ich fand häufig kleines tertiäres Gerölle[1]) auf der heutigen, tiefen Talsohle das ganze Trockental hindurch. Ebenso beschreiben Schwertschlager und Thürach vielfach zerstreutes Gerölle bei Rohrbach, Siegellohe bis herab zur heutigen Talsohle. Es ist taubenei- bis faustgroß und es sind vorwiegend Quarze und Quarzite.

Bei Groppenhof, bei Rebdorf—Eichstätt kommen gleichfalls tertiäre Gerölle vor, dabei ist aber nach Schwertschlager durch die Begutachtung von Rothpletz ausdrücklich dargetan, daß es oft unmöglich ist, beispielsweise die Sandsteine von Rebdorf mit Sandsteinen alpinen Ursprungs zu identifizieren; Rothpletz und v. Ammon leiten sie von der sandigen Albüberdeckung her. Doch finden sich auch Stücke wirklich alpinen, tertiären Ursprungs und zwar in einer Lage, die den Schluß

---

[1]) Größere quarzitische Blöcke, etwa $^1/_2$ m Durchmesser, sind mir mehrere zu Gesicht gekommen: einige fand ich bei Rennertshofen, ein paar Kilometer taleinwärts. Ein ziemlich großer Quarzitblock liegt auch bei dem Dorfe Graben. (fossa carolina). Nach v. Gümbel, Erläuterungen zum Blatt Ingolstadt, S. 8 entstammen sie einer sandigen Tertiärablagerung, in welcher sie ursprünglich als eine Art Konkretion im großen eingebettet waren und aus welchen sie nach und nach infolge der Verwitterung und Zerstörung der sie umgebenden weicheren Sandmassen an die Oberfläche gelangt sind

Der merkwürdigste Block, dem ich im ganzen Altmühlgebiet begegnete, liegt am Eisenbahndurchlaß etwa $1^1/_2$ km oberhalb Dietfurt im Pappenheimer Altmühltal. Es ist eine Art Nagelfluh und aus fast lauter Hornsteinfragmenten zusammengesetzt, die in ihrer bläulichen und rötlichen Farbe dem Steine ein höchst interessantes Äußere geben. Er hat etwa 5 dem im Durchmesser, ist ungemein hart und ganz eckig.

rechtfertigt, daß das Altmühltal zur tertiären Zeit schon sehr vertieft, vielleicht schon vertieft bis zur heutigen Sohle war[1]).

Ganz merkwürdige Verhältnisse fand ich bei Mauern, am Eingang des Trockentales. Der Löß selbst ist mehrere Meter stark, dann aber erscheint eine Verwitterungsschicht, ähnlich wie bei Graben/Treuchtlingen von 16 m Mächtigkeit. Bei Brunnengrabungen wurde auch bei solcher Tiefe nicht eine Spur von Kies oder Donaugerölle gefördert. Diese tiefe Talanlage beweist ein hohes Alter des Tales und, um es gleich hier zu bemerken, beweist auch, daß die Donaugerölle des Altmühltales dem älteren Diluvium zugeschrieben werden müssen; denn der Löß ist nicht vernichtet worden, Überflutungen der jüngeren Eiszeit hätten ihn wie oben schon erwähnt, unbedingt zerstören müssen.

Nun liegt die weitere Frage nahe: Hat also eine tertiäre Donau unser Trockental ausgefurcht? Zunächst möchte ich darauf hinweisen, daß das tertiäre Gerölle des Altmühltales eine besondere Beweiskraft für eine kräftige Erosion nicht äußert, da es größtenteils nur kleines Korn hat, und wie ich im Wellheimertal häufig sehen konnte, direckt nur Sand ist. Und dann, wäre es nicht auch denkbar, daß diese Gerölle überhaupt nicht durch eine tertiäre Donau verfrachtet wurden? Die miocänen und obermiocänen Gerölle sind ja über den ganzen Südabhang des Jura verbreitet und deren Zerstreuung schreibt Schwertschlager tertiären Wassern zu. Nach Gümbel sind es dieselben Quarzite, die als obermiocäne Tertiärschichten im süddanubischen Süßwassersee abgelagert wurden. Diese alten Ablagerungen gehen über 470 m Meereshöhe. Ich selbst fand dieses Gerölle hoch an der tertiären Mündung der Iller, an den großen Lechterrassen an 450 m hoch, — gegen 450 m auch nördlich von Kösching bis Betbrunn. Diese Gerölle reichen also überall Höhen, die 40—50 m über dem Trockentale von Wellheim und dem Altmühltale liegen. Und vor den Toren des Jura im Süden sind dieselben Gerölle bei völlig wagrechter Schichtung in ungeheuren Massen, in St. Wolfgang, am Kastelberg bei 520 m, bei Alto-

[1]) Näheres über diese Gerölle bei Schwertschlager, der, wie ich glaube, mit vollem Rechte die höher gelegenen quarzitischen Gerölle dem Tertiär zuweist. Die tiefer, auf der heutigen Talsohle gelegenen Gerölle sind, wenn auch da und dort mit Quarziten durchsetzt, häufig alpinen und zugleich auch diluvialen Charakters bezw. Alters.

münster sogar bei 550 m hoch. Es liegt also sehr nahe, daß ein großer Teil des Jura, namentlich der südliche Abhang desselben vom süddanubischen Süßwassersee Gümbels bedeckt war und daß damit auch die Quarzite von Südbayern auf einen Teil des Jura verbreitet wurden. Dann stammen aber diese tertiären Gerölle keineswegs von einem Donaulaufe, sondern sie sind obermiocäne Ablagerungen von Südbayern und später wahrscheinlich fluviatil umgelagert und, wie Schwertschlager dartut, in die toten Winkel der starken Serpentinen des Altmühltales loziert. Die Besetzung unseres alten, nach Schwertschlager schon in der Kreidezeit zur Entwicklung gekommenen Tales durch den letzten großen Süßwassersee würde aber in der Tertiärzeit einen Stillstand in der Erosion des Tales bedeuten. Es wäre damals ein ertrunkenes Tal und von jeder Erosion ausgeschlossen gewesen. v. Gümbel sagt ausdrücklich: „das tertiäre Meer stieg bis 550 m an". „Denn wir können keinen Grund zur Annahme auffinden, daß die auf dieser Höhe vorfindlichen marinen Sande nach ihrer Ablagerung eine Platzveränderung erlitten hätten" [1]).

Ferner: „Die Tertiärablagerungen nördlich der Donau, welche sich auf der felsigen Unterlage der Jurakalk- und Dolomitbildungen ausgebreitet finden, sind unzweifelhaft die gleichzeitig abgesetzten Niederschläge derselben über die Höhen des anstoßenden Frankenjura übergreifenden Tertiärgewässer, welchen auch die Tertiärgebilde südlich der Donau entstammen. Sie tragen daher auch im großen ganzen das gleiche Gepräge". „Es sind die Sande des Juragebirges als Stellvertreter der gleichen Ablagerungen in den Tertiärschichten südlich der Donau anzusehen" [2]).

Das Verhältnis des obermiocänen Süßwassersees zu unseren jurassischen alten Tälern ist somit noch recht dunkel. Diesem Empfinden verleiht auch Götz Ausdruck: „Das Wellheimertal als Weg einer tertiären Donau ist unsicher, wenn man mit Schwertschlager die Donau am Jura-Südwestrande erst während des Pliocän entstanden denken kann" [3]).

---

[1]) v. Gümbel, Geognostische Beschreibung der fränk. Alb, Frankenjura. Kassel, Theod. Fischer 1891. S. 644.

[2]) v. Gümbel, Erläuterungen zum Blatt Ingolstadt der geognostischen Karte des Königreichs Bayern. Kassel, Fischer 1889. S. 26, 27.

[3]) XVI. Deutscher Geographentag, Nürnberg 1907. Über Solenhofen durch das Wellheimertal. S. 5.

Diplom-Bergingenieur Hertel-München, ein trefflicher Kenner der tertiären Schichten von Südbayern, hält das tertiäre Gerölle des Altmühltales gleichfalls nicht für fluviatil. Er nimmt während der Obermiocänzeit für die gesamte nordalpine Ebene, von Genf bis Wien, eine Landschaft an wie heute Finnland: eine Seenplatte mit wechselndem Wasserstand [1]).

Ist aber unser tertiäres Altmühlgerölle wirklich fluviatil, also durch eine tertiäre Donau verfrachtet, dann ist seine geringe Menge sehr merkwürdig; denn wer von der Tertiärlandschaft Südbayerns, die massenhafte Gerölle hat, ins Altmühltal wandert, ist überrascht, kilometerweit und ganze Tage lang kein Geröll zu entdecken. Die ganze Pappenheimer Altmühl hat mir gar nichts dergleichen geboten. Das von Thürach erwähnte Gerölle tertiären Charakters, das er bei Treuchtlingen fand, ist mir trotz allen Suchens nicht zu Gesicht gekommen. Gerade wie auch Schwertschlager klagt, daß er die von Gümbel erwähnten diluvialen Gerölle nicht immer entdecken konnte. Ich fand überhaupt im ganzen oberen Tal nichts vom Tertiär oder Diluvium. Am Karolingischen Graben sind starke Wälle aufgetürmt, die aus tiefen Lagen herausgehoben wurden und nunmehr angeschnitten sind; aber nicht ein Steinchen, weder Kalk noch Quarzit, kam zum Vorschein. Am Nagelberg, diesem merkwürdig gerundeten, bastionartig erodierten Fels untersuchte ich alle Anrisse seiner Talwände und fand nicht eine Spur irgend eines Gerölles, nur metertiefen Verwitterungslehm oder splitterreiche Abhänge. Allerdings entlang der Bahnlinie finden sich quarzitische und Donaugerölle, die Station Grönhard weist solches Gerölle im Perron genug auf, aber das ist alles durch die Bahn- und Baubehörden verfrachtet worden, wie jeder Straßenwärter mitzuteilen weiß. In den Hunderten von offenen Äckern, an der Sohle des Tales wie an den Gehängen, ist nicht ein Rollstein zu finden gewesen. So oft es möglich war, beobachtete ich genau das Flußbett der Altmühl, aber ich sah niemals alpine Rollsteine, nur Splitter über Splitter des Jura. Und es war doch das Tal für die über 500 m hochgelegenen obermiocänen Sande geöffnet und bei 420 m Wasserscheidenhöhe ganz und vollkommen erreichbar.

---

[1]) Mündliche Mitteilung.

Der Fund Thürach beweist aber, daß die Gerölle da sind und noch mehr da waren, ja sogar ins Rezattal verschleppt [1]), aber mit der Zeit, wie es scheint, wieder durch Wasser entfernt wurden. Offenbar durch die Altmühl selbst; denn gerade die recht bescheidenen Gerölllager tertiären Ursprungs, die sich an einzelnen Stellen im großen Altmühltal fanden, sagen sehr deutlich, daß die tertiäre Donau auch nach dem Abgang des obermiocänen Süßwassersees nicht durchgeflossen sein kann, denn die hätte eine ganze Fülle von Material in das gewundene Tal der Altmühl verschleppen müssen; denn wenn auch ein Fluß Gerölle abführt, so führt er auch wieder zu. Die Abfuhr war da, aber die dauernde südliche Zufuhr fehlte, damit ist auch ein dauerndes Durchströmen einer tertiären Donau durchs Altmühltal ausgeschlossen.

Was aber eine Donau von steter Strömung an Geröllen heute noch fortzuwälzen vermag, davon später.

Zudem verhielt sich die tertiäre Donau wesentlich anders. Das großartige, scharf geschnittene Hochufer im Süden beweist, daß die Donau schon seit der Hochuferzeit, also seit dem Anfang der Talbildung stark nach Süden drückte. Sie wurde nach meinen Beobachtungen auch vom Uranfang nur selten hart an den Jurarand gedrängt: zuerst durch die Iller bei Ulm, wo ich bis Oberelchingen eine starke Terrassierung mit zerstreutem tertiären Gerölle beobachten konnte, — dann kam ein starker Druck des Lech, der die Donau gegen den Jura drängte, wodurch die schönsten Terrassen, die ich von Ulm bis Regensburg sah, die 55—60 m hohen Terrassen von Lechsgemünd, entstanden — und zuletzt die unbedeutenden aber immerhin sehr deutlichen Terrassen von Marching—Eichelberg, die der schwache Druck der Abens gegen die Donau hervorbrachte.

Sonst aber zeigt sich von Ulm bis Regensburg eine starke Neigung der Donau, stets wieder nach dem Süden auszugreifen. Ganz auffallend tritt dies von Oberelchingen bis Lauingen hervor, denn kaum ist der Einfluß der Iller überwunden, weicht die Donau in auffallendster Weise nach dem Süden aus. Nicht einmal die starke Günz kann sie nach dem Jura drücken. Erst die in diluvialer Zeit sehr kräftige Mindel drängt sie wieder zum Jura hin. Nichtsdestoweniger hebt gerade von hier das impo-

[1]) Auch Dr. Reuter spricht von obermiocänen Geröllen im Rezattale. Mündl. Mitteilung.

sante Südufer der Donau von Gundremingen, Aislingen, Holzheim an. Dieses Ufer kann nur eine tertiäre Leistung sein, da die Mindel während der Diluvialzeit die Bildung eines so scharf sich abhebenden, nach Ost und Nordost sich hinziehenden südlichen Donauhochufers niemals zugelassen hätte.

Ähnlich ist es beim Lech: kaum ist der Druck des ungestümen Flusses überwunden, bekundet die Donau sichtlich wieder die Neigung nach dem Süden auszugreifen. Ganz erstaunlich sind diese Verhältnisse bei Regensburg—Straubing wie auf jeder Karte zu sehen.

Die gerade Uferlinie im Süden beweist klar, daß die Donau in tertiärer Zeit dauernd das Südgehänge bestrich und die vielen heute noch bestehenden Altwasser hart am Südhochufer legen gleichfalls dar, daß diese Neigung der Donau trotz vieler nach dem Juraufer drängenden oft mit starkem Gefälle ausgestatteten rechten Zuflusse bis in die jüngste Zeit bestand.

Der heutige konstante Mittellauf ist den Wasserbauten zu verdanken.

Für unsere Zwecke muß noch besonders hervorgehoben werden, daß gerade Rennertshofen, also dem Eingange in unser Trockental gegenüber, die Altwasser der Donau bis zur Kleinen Paar, also 7—8 km vom Jura entfernt, reichen. Also das alles verrät absolut kein Anzeichen, daß die tertiäre Donau durch das Trockental, nach Norden durch den Jura ging.

Noch mehr: bei Neuburg zeigt sich eine höchst merkwürdige Erscheinung. Da tritt ganz senkrecht zum Donautale, unmittelbar nachdem die Donau die Enge passierte, eine Donauterrasse auf, die fast bis Rohrenfels reicht. Nach wiederholter, genauer Besichtigung kann ich folgendes darüber mitteilen. Das ganze Geröllfeld ist 5—6 m tief, etwa 1 km lang und $^1/_2$ breit. Die Verwitterungsschichte beträgt etwa $^1/_2$—1 m und dann beginnt der Donauschotter mit sehr viel alpinem, kristallinischen Gerölle. Dabei treten immer Schmitzen rein tertiären Kieses, vermengt mit 2—3 ccm großen, eckigen Jurablöcken dazwischen. Die durchgehende Straße nach Wagenhofen—Rohrenfels scheidet das Lager insoferne, als von der Straße nach Osten die Donaugerölle und von der Straße nach Westen die tertiären Gerölle überwiegen, wo aber immer auch noch Zeugen der Donau vorhanden sind. Eine Verfestigung der Schotter ist

in keiner Weise noch eingeleitet, also nicht den älteren Eiszeiten zugehörig. Gümbel erklärt sie für Hochterrassenschotter, der „merkwürdigerweise quer zur jetzigen Talrichtung gegen das Donaumoos zieht“ [1]). Zu erwähnen ist ferner die Tatsache, daß die Donau wahrscheinlich schon in tertiärer Zeit hier rechtwinkelig abbog, denn der Juravorsprung von Oberhausen deutet dies in seiner schroffen östlichen Böschung klar an. Alles sinkt dann ins Neuburger Moor ab; also war das Neuburger Tor in tertiärer Zeit schon offen.

Wir haben somit von Wiblingen bei Ulm ab stetes oft völliges Abkehren der Donau nach dem Süden schon seit der Tertiärzeit; konstatiert doch v. Ammon oberrheinisches Gerölle weit südlich von der Donau [2]).

Ferner ist nun darzutun, daß mir auf meinen Exkursionen Trockentäler bekannt wurden, die noch weiter nach dem Süden als das große Donauufer liegen und im tertiären Gelände Seitenarme der Donau andeuten. So das enge Tal von Sinning, südlich von Neuburg mit dem scharf erodierten südlichen alten Donauhochufer von St. Wolfgang. Nach v. Gümbel ging Donauwasser auch über Unterhausen, also gegen Sechensand heraus. Dieses Tal steigt rasch auf 420 m, um bald auf 415 und 393 m herabzusinken. Die unmittelbar angrenzenden Höhen begleiten das Tal mit 442 und 451 m nördlich und 432 m im Süden. Es ist nicht von so prägnanter Erscheinung wie das tiefere Tal von Leidling, Sinning; aber beide Täler stehen tief unter den Flutmarken der tertiären Donau.

Sichtlich hat also die Barriere von Neuburg Donauwasser nach dem Süden gelenkt (also nicht durchs Wellheimertal gedrängt) und gleich zwei Trockentäler beweisen das starke Ausgreifen der tertiären Donau nach dem Süden.

Die gleiche Erscheinung wiederholt sich bei Abensberg—Kehlheim, bei dem bekannten Weltenburger Jurastock. Da finden sich an der „Wattenlücke“, wie sie bei Walther, Topographie von Bayern [3]) genannt wird, einige Trockentäler (viel und oft begangen habe ich das von Thaldorf, von Rohr) vollkommen im

[1]) Blatt Ingolstadt, S. 30

[2]) v. Ammon, Die Gegend von München. Geologisch geschildert. München 1894. Theodor Ackermann, S. 123.

[3]) München 1844, S. 188.

Tertiär, von sehr prägnanter Ausbildung. Terrassen, steile Talränder, scharfe Talschnitte: alles in trefflicher Erhaltung. Zweifellos Täler, die einstens tertiären Donauwassern zum Bette dienten. Diese Tatsachen drängen sich dem Beobachter so überzeugend auf, daß es dort sogar volkstümliche Meinung ist, es müsse hier überall früher die Donau durchgeflossen sein, so deutlich sind die Spuren der einstens nach dem Süden ausgreifenden Donau zu sehen. Also haben wir ein völliges Abkehren der Donau vom Jura und ein stetes Hinwenden nach dem Süden und zwar nicht bloß heute, sondern ganz energisch im Tertiär. Wir können uns darüber nicht wundern, wenn wir durch Penck erfahren, daß das Tertiär gegen den Jura aufgestülpt ist, wodurch ein Abströmen nach dem Süden erfolgen mußte, daß wir ferner in der Gegend von Neuburg, Pöttmes ein starkes Senkungsfeld von 50 m haben, daß überhaupt das gesamte Tertiär vom Lech ab gegen Niederbayern nach Gümbel um 150—200 m tiefer als westlich vom Lech liegt, — alles Umstände, die unbedingt die Donau vom Jura abwenden und nach dem Süden locken mußten.

Also eine tertiäre Donau mag vielleicht, wie die Gerölle im Wellheimer Trockental und im Tale der Altmühl darzutun scheinen, die Talung zeitweise durchströmt haben, aber für die Entstehung und Ausbildung unseres Trockentales kann ich die Donau nach ihrem gesamten Verhalten und Wirken seit ihrem spättertiären Ursprung unmöglich verantwortlich machen. Die ganze Schöpfungskraft der Donau zeigt sich im gesamten großen Tale von heute, zeigt sich in den tiefen Tälern von Neuburg und Weltenburg. Wellheimer- und Altmühltal sind ganz seitlich dieses großen Talbildungsprozesses gelegen.

Die Barriere von Neuburg ist nicht schuld, wenn Donauwasser nach Dollnstein, Kelheim kam; denn das Tal von Neuburg ist so alt, wie das Donautal selbst; es ist tertiär. Und ich muß den Durchbruch von Neuburg, von Vohburg und Weltenburg geradeso entstanden und entwickelt denken, wie das Penck beim großen Donaudurchbruche von Passau dartut. Die Donau furchte sich im obermiocänen Gerölle und zuletzt mit dem Tiefergehen auch in die vorspringenden Felsen ein[1]). Diese Durch-

[1]) „Der Donaudurchbruch durch das Massiv gehört in die große Familie der epigenetischen Täler. Er wurde angelegt zu jener Zeit, als das Jung-

brüche, von denen noch ausführlich die Rede sein wird, sind sämtliche gleichaltrig und geben z. B. bei der Weltenburger Enge das Maß der erosiven Tätigkeit der Donau im Juragestein seit ihrem tertiären Entstehen an. Das ist die wirkliche Leistung der jurassischen Donau bis heute, nicht aber das große, weite und tiefe Felstal von Wellheim und Eichstätt.

Wenn bei der Einmündung der Iller, des Lech in die Donau ein Juradurchbruch gegen Norden stattgefunden hätte, so wäre das einigermaßen erklärlich, aber bei Rennertshofen steht das Donautal im rechten Winkel zur Anlage unseres Trockentales und es lag absolut keine Veranlassung für die Donau vor, rechtwinckelig nach dem Norden ein tiefes, breites Tal zu erodieren. Bei starker Schwellung und Geröllanhäufung der Donau aber, wenn etwa der enge Neuburger Durchbruch staute, wurde unser Trockental vielleicht dann als Notausgang benützt. Selbst das erscheint merkwürdig, da ja in den Rinnen von Sinning und Oberhausen bei etwaigen Stauungen gleich zwei Notausgänge zur Verfügung standen. Und diese beiden Täler liegen noch dazu in der Richtungslinie der nach Osten und Süden gerichteten Donau.

Das etwaige Überfluten der tertiären Donau kann für das Wellheimer Trockental kaum einen besonderen Effekt erzielt haben, da ja das überaus kleine Quarzitgerölle, das ich namentlich bei Wellheim fand, nur eine schwache Strömung verrät. Zugleich bekundet die Lage des tertiären Gerölles auf der heutigen Sohle und noch tiefer, daß das Tal in tertiärer Zeit schon vollendet war.

Diese stete Neigung der Donau nach dem Süden auszugreifen ist auch noch deshalb interessant, da die Donau in der Breitseite der maßgebenden, südwestlichen Windströmung liegt. Was der Druck des Windes zu leisten vermag, erkennt man an

---

tertiär noch das ganze Alpenvorland bis zur Höhe des alten Gesteins erfüllte. Am Nordrande dieser Aufschüttung einschneidend, kam die Donau oberhalb Pleinting lediglich auf leicht zerstörbare Miocänschichten und furchte in diesen ein breites Tal aus, während sie im widerstandsfähigeren Grundgestein des Massivs sich nur eine enge Furche eintiefte". Penck-Brücker „Die Alpen im Eiszeitalter". Gekrönte Preisschrift, Leipzig 1901. Dann wieder heißt es a. a. O. S. 470 „Bei epigenetischer Talbildung schneidet der Fluß ein, wo er gerade fließt, zuerst in den Deckenschotter, und dann in die Gesteine, die die Sohle des Deckenschotters bilden".

dem starken Ausweichen des Lech und der Isar nach Osten, vorausgesetzt, daß das Bär'sche Gesetz nicht ausschlaggebender ist. Von dieser starken Windbeeinflussung sah ich ein sehr schönes Beispiel auf dem Wege von Mainburg nach Geisenfeld, auf dem Riedel von Ilm und Abens. Da bemerkt man, wie ein Quellfluß durch den Südwestwind um viele Meter förmlich nach Nordost gedrängt worden ist. Bekanntlich sind nach Gümbel und Penck in der Gegend von Manching—Ingolstadt Dünenbildungen, und Schwertschlager vermutet in bezug auf die Zerstreuung der tertiären Gerölle eine starke Windrichtung und frägt auch einmal, ob wohl auch Dreikanter da seien? Ich habe keine gefunden. Aber unter dem Gesichtspunkte der herrschenden Windströmung ist das stete, südliche Ausgreifen der Donau noch merkwürdiger. —

Also einen besonderen Einfluß einer tertiären Donau auf unser Wellheimer Trockental muß ich nach allem ablehnen.

Die diluviale Donau.

Hat nun die diluviale Donau unser Trockental ausgefurcht oder vertieft? Denn auch während des Diluviums ist Donauwasser durch das Wellheimertal gezogen.

Penck läßt gleich Thürach und Schwertschlager, wie oben schon erwähnt, die ganze diluviale Donau durchs Wellheimertal gehen. Dem kann ich wieder nicht beipflichten.

Da ein Durchgang der diluvialen Donau bereits ein fertiges Wellheimertal voraussetzt, so handelt es sich nun vor allem um die Frage, ob die Donau eine weitere Ausgestaltung des Tales förderte, ob sie also teilweise oder ganz in den Jura hineinfloß. Gleichzeitig entsteht hier die weitere Frage: bestand mit dem Beginn des Diluviums noch die Barriere von Neuburg, oder ist der Durchbruch schon in tertiärer Zeit erfolgt?

Zunächst vom Diluvium im Wellheimer- und Altmühltal.

Für unser Gebiet ist das Rhein-Iller-, vor allem aber das Lechdiluvium von Bedeutung, das, namentlich in der Rißeiszeit, am weitesten nach dem Norden vorrückte und am nächsten an unser Trockental herankam. Das alles führt Schwertschlager in trefflicher Weise aus und ich kann deshalb dahin verweisen.

Gewiß ist während des Diluviums Donauwasser durch Wellheim über Eichstätt gegangen, aber nach allen diesbezüglichen

Beobachtungen und Erfahrungen, die ich gemacht, ist das in besonderem Maße nicht geschehen. Gümbel gibt mehrere Punkte, Örtlichkeiten diluvialer Schotter an, aber ich vermochte letztere nicht zu finden, auch Schwertschlager fand manche nicht. Manches Lager mag durch praktische Verwendung verbraucht und beseitigt worden sein, ist doch das größte Geröllager, das ich bald erwähnen muß, zur Hälfte bereits technisch verwendet. So ist auch das von Gümbel erwähnte diluviale Geröllager von Riedenburg weder von Schwertschlager noch von mir aufgefunden worden.

Nun zur Aufzählung der Lokalitäten alpinen Gerölles.

Der ältere Deckenschotter reicht nach Penck auf der Iller-Lechplatte nur bis an die Donau. „Er erstreckt sich an ihr nicht abwärts. Unterhalb der Neuburger Donauenge ist er bislang nicht nachgewiesen worden; er fehlt im weiteren Gebiet des Ingolstädter Beckens“ [1]).

Penck rechnet die alpinen Gerölle von Hütting, die wenig über 400 m, die von Arnsberg, die wenig unter 400 m Höhe liegen, zum älteren Deckenschotter, nach Schwertschlager gehören auch die von Böhming noch dazu.

Da die alpinen Gerölle des Rhein-, Iller- und Lechgletschers einen sehr weiten Weg ins Altmühltal zu nehmen hatten, so sind die Rollsteine natürlich nur kleinen Kalibers und selten mit Urgesteinen gemengt. Stark vertreten sind natürlich Quarze, Quarzite, Sand- und Hornsteine, wie sie vor allem dem südbayerischen Tertiär charakteristisch sind.

Einen ungewöhnlich reichen Fund schildert Schwertschlager: Unweit Eichstätt wurde im Winter 1896/97 ein Schacht von 17 m Tiefe zum Zwecke der Wasserversorgung der Stadt niedergebracht. Von 12,30 m bis 17 m fand sich nun entweder rein alpines oder mit Jurakies gemischtes Material und zwar zu unterst sehr grobes Geröll (bis 10 cm Durchmesser), etwa 1 m stark, dann folgen 2 m alpines Geröll von mittlerer Größe und von da an beginnen schon die lokalen Ablagerungen. Schwertschlager, der die ganze Geröllniederlage mit großer Sachkenntnis und Wissenschaftlichkeit untersuchte, rechnet die groben Gerölle der Rißeiszeit zu, da diese am weitesten nach

[1]) Penck-Brückner, a. a. O. 320.

dem Norden vordrang und daher das Gerölle auf kürzerem Wege die Altmühl erreichte und sich dadurch weniger abnützte. Bis auf die Würmeiszeit, deren Niederterrassenschotter bei Neuburg bereits 376—378 m tief ist und damit die Altmühl nicht mehr erreicht wurde, weist Schwertschlager in diesem Geröllkomplex eine Wiederholung der Eiszeit nach.

Einen sehr ergiebigen Fund machte auch Dr. Reuter, als er zum Zwecke von Wasserversorgung beim Brunnengraben an der Köttingermühle, zwischen Dietfurt und Beilngries auf eine starke Schichte alpinen Gerölles stieß. In seinem Berichte[1]) wird folgendes mitgeteilt: Der Brunnen ist 100 m von der Altmühl entfernt, liegt einige Meter über dem Flußspiegel und ist 20 m tief. Durchbohrt wurden folgende Schichten:

0—5 m Lehm mit Weißjura-Schutt,
5—8 m wasserführendes Weißjura-Geröll,
8—10 m Lehm mit alpinem Geröll,
10—13,8 m wasserführende alpine Gerölle,
14,40—20 m Opalinuston.

Eine weitere Brunnenanlage, 500 m oberhalb Obereichstätt ergab folgendes Resultat: bis 11,20 m diluviale Sand- und Kieslagen, bestehend aus Weißjuragestein. Dann traten von 11,20 m bis 20 m diluviale Sand- und Kieslagen auf, bestehend aus alpinem Material: Quarzsand, alpine Kalke, Granit, Gneiß, Hornblendegesteine und Quarzite[2]).

Grundverschieden ist dagegen das Ergebnis der Brunnenanlage bei Rebdorf—Eichstätt. Das Bohrprofil ergab 0—0,60 m Diluviallehm, und von 0,60 m—18,30 m Schwammkalk des weißen Jura[3]). Also kein Donaugerölle, was sehr wichtig. Bei vielem Streifen talauf und -ab war es mir natürlich sehr zu tun, alpines Donaugerölle zu entdecken, aber ich konnte trotz allen Suchens lange nichts sehen. Daß ich im Pappenheimertal gar nichts fand, erwähnte ich bereits. Auch von Dollnstein abwärts bekam

[1]) Die unter Leitung des Kgl. Bayer. Wasserversorgungsbureaus 1908 ausgeführten Quell- und Grundwassererschließungen im Königreich Bayern. Zusammengestellt von Dr. Lothar Reuter, Geologe des Kgl. Wasserversorgungsbureaus. München, Oldenburg 1909. S. 11.

[2]) Grund- und Quellwassererschließungen als Vorarbeiten zu den Detailprojekten 1907. Zusammengestellt von Dr. Lothar Reuter. S. 94.

[3]) a. a. O. S. 5.

ich nichts zu Gesichte: ich wendete alle Aufmerksamkeit hunderten von offenen Äckern zu, sie enthalten zahllose, grobe, eckige Jurabrocken und nicht einen Rollstein; — wo sich Gelegenheit fand, suchte ich nach Geröll im Flußbett der Altmühl, — vergebens; ich überschritt die vorspringenden Talsporen, um auf deren Rücken nach Geröll zu fahnden; wieder alles umsonst; seitliche durch Regenwasser tief ausgewaschene Tälchen und Risse im Talgrund haben gleichfalls nichts ergeben; ich erkundigte mich bei Straßenwärtern nach Donaugeröll, auch umsonst; ich fragte die Talbewohner nach ihren Brunnenverhältnissen, auch ohne Erfolg; während man häufig tertiäres Gerölle und Jurabrocken zu Haufen an Häusern liegen sieht, habe ich niemals Donaugerölle zu Gesicht bekommen. So oft ich das Altmühltal besuchte, machte sich immer der Eindruck geltend, es kann das Diluvium hier nur in bescheidener Weise vertreten sein. Mit Ausnahme von Rebdorf, wo die Brunnengrabungen Reuters nichts ergaben, sind die anderen Geröllager mit meterhohem Lokalschutt bedeckt; aber es scheinen nur Nester zu sein, Kolke, in denen das Diluvium versank und bewahrt blieb. Nach Schwertschlager flüchtete sich das Gerölle in die toten Winkel der Serpentinen; das beweist natürlich schlagend, daß zur Diluvialzeit die Serpentinen schon da waren, das Tal bereits seine Vollendung von heute hatte. Aber auch, daß nur einzelne Lokalitäten Donaugerölle erhielten. Daß das ganze Tal eine kontinuierliche alpine Schicht besäße, erscheint mir nach meinen Erfahrungen nicht wahrscheinlich. Hierzu folgende Beobachtung.

Zu meiner Überraschung und Freude fand ich doch am Ausgang des Tales endlich auch ein Lager diluvialer Gerölle bei Altessing, hart bei Kilometerstein 5, und da es weder Gümbel erwähnt, noch Schwertschlager schildert, so sehe ich mich veranlaßt, als Ergänzung zu den bereits bekannten Lokalitäten davon eingehender zu reden, um so mehr als die Sandgrube durch technische Verwendung bald vernichtet sein wird.

Das ganze Lager ist etwa 8 m aufgeschlossen, wie weit es in die Tiefe geht, konnte ich nicht feststellen und auch nicht erfahren. Unter dem 3 cm starken Humus treten lokale Ablagerungen auf, es wechseln Sandschmitzen mit eckigen Jurabrocken. Bei 3 m erscheint eine neue Schichte Juragerölle, aber diesmal mit Blöcken von 2 m Länge und 1 m Breite und Dicke, die aber nicht immer

flächig, sondern oft auf den Kanten der Breitseite sitzend oder aufrecht stehend mitten im wallartigen Geröllhaufen eingebettet zu sehen sind. Ich zählte 30 Blöcke. Dann erscheinen bei etwa 7 m Tiefe 2 schwache Schichten sehr kleinen Gerölles mit ausgesprochen alpinem Charakter, krystallinisches allerdings sehr selten, doch genügt es, um den Durchgang von Donauwasser neuerdings dadurch zu dokumentieren.

Das Geröllager ist in keiner Weise verfestigt, ein kleiner Eingriff genügt, um alles von oben herab in Bewegung zu setzen, also offenbar eine jüngere Ablagerung, vielleicht der Rißeiszeit, denn der Löß von Mauern sagt, daß es niemals Würmeiszeit sein kann. Auffallend ist die große Anhäufung dieses Diluviums nicht weit von der Mündung in die Donau; sollte diese Ablagerung infolge Rückstauung, veranlaßt durch die Donau erfolgt sein, so wäre das ein schöner Beweis dafür, daß mit dem Donauarm durchs Altmühltal gleichzeitig der Hauptstrom das heutige Tal besetzt hatte. Dieses Gerölle spricht somit gegen einen Gesamtlauf der ganzen Donau durch unser Tal.

Bezüglich der Blöcke in unserer Schichte habe ich folgende Beobachtung mitzuteilen. Sie sind nicht abgesplittert und abgerutscht, da die nächsten Steilwände doch zu entfernt liegen, es muß irgend ein Transport geschehen sein. Merkwürdig war mir besonders ein Block mit einer Fläche von einem Quadratfuß, die sehr schön, glatt, glänzend geschliffen, beim Betasten keine Rauheit verspüren ließ und, nach genauer Zählung, mit 23 parallelen, scharfen Ritzen versehen ist. Würde dieser Block innerhalb der südbayerischen Moränenzone gelegen sein, so wäre er in seinem eckigen Wesen, mit seinen Schrammen durchaus glacialen Ursprungs; hier muß er, da auch die Merkmale einer Harnischfläche vollkommen fehlen und die Glätte auch nicht durch Rutschen im Sande erklärt werden kann, zunächst als pseudoglacial gelten. Ich erwähne dieses Vorkommnis nur deshalb, da das benachbarte, etwa gleich hoch gelegene Wörnitztal schon wiederholt als einst lokal vergletschert gehalten wurde [1][2].

[1]) Vergleiche auch: E. Koken, Die Schlifflächen und das geologische Problem im Ries. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Jahrg. 1901. 2. Bd. Stuttgart 1901.

[2]) Thürach vermutet auch eine großartige alpine Vergletscherung über den Jura, zu deren Annahme er durch die Anwesenheit von Rheinkiesel veran-

Wie dem auch sei: unsere diluviale Ablagerung von Altessing, die nur wenig über dem heutigen Niveau der Altmühl liegt, spricht ebenso wie alle übrigen, daß unser Trockental von Wellheim sowie das ganze Altmühltal schon fertig, schon vertieft wie heute war und daß die diluviale Donau wenig Erosion geleistet haben kann, dafür aber da und dort einfüllte und auffüllte, wie auch in Südbayern die diluviale Zeit eine Epoche der Talaufschüttung war.

Bezeichnend ist ferner, daß man es auch hier mit einem Geröllnest zu tun hat; denn von Kelheim herein volle 5 km ist kein Gerölle, und ebenso von unserem wallartigen Geröllager nach Prunn und Riedenburg ist wieder keine Spur aufzufinden gewesen. Auch in der Tiefe liegt gegen Kelheim hinaus nichts. Das ergibt sich aus der Baugeschichte des Donaumainkanals. „Die Schleusen von Kelheim, Oberau und Schelneck, sowie gewisse die Altmühl verlassende Teilstrecken des Kanals bei Oberau mußten aus dem harten Felsgrund ausgesprengt werden. „13000 Fuß zwischen Oberau und Schelneck wurden ganz auf diese Weise hergestellt und von da bis Kelheim auf eine Länge von 18000", mußte man an sehr vielen Stellen auf die gleiche Weise arbeiten [1])". Also haben wir zwischen Riedenburg und Kelheim nur ein einziges Nest von Geröllen mit Anzeichen einer sehr schwachen, diluvialen Donau.

Das gesamte Diluvium im Altmühltal kann nach den heute bekannten Funden und den berührten Vorkommnissen also nur als sporadisch, als gering bezeichnet werden. Es ist auch im Donautale nicht viel Diluvium vorhanden. Der Lech scheidet scharf zwischen Diluvium und Tertiär. Östlich davon hört das alpine Gerölle auf und im Bereich der Donauniederung, von Paar und Ilm durchzogen, ist mir auch nicht die geringste

---

laßt wurde Ich habe auf meinen Touren durch das Altmühlgebiet fleißig nach Zeichen einstiger lokaler oder allgemeiner Vergletscherung gesucht, ohne nur das geringste zu entdecken. Besonders trieb ich mich, um einem Winke Thürach zu folgen, viel in der Gegend von Monheim, Tagmersheim etc herum, um vielleicht „fernab von einem Flusse" auf einem Plateau alpines Gerölle zu finden. Aber ohne allen Erfolg; man begegnet da nur dem bekannten tertiären, quarzitischen Gerölle, Steine bis $1^1/_2-2$ dem Durchmesser, die in Haufen oft an Häusern zu sehen sind, zweifellos aus den Äckern aufgelesen.

[1]) S. Schultheis: „Der Ludwigskanal" S 69 u. 77. Zitiert bei Schwertschlager S. 92.

Spur von Donaugerölle zu Gesichte gekommen. Nichts als Quarzite und dazu Gerölle vom kleinsten Kaliber und das beginnt schon hart am Südufer der heutigen Donau.

„Im Hügelland südlich des Neuburger Donaumooses fehlt jede Spur der früheren Diluvialgerölle“ [1]).

Links der Donau fand ich einige alpine Geröllnester, die mehr oder weniger bereits auf der Gümbel'schen Karte, Blatt Ingolstadt eingetragen sind. So nicht weit vom Eingange ins Wellheimertal eine diluviale Terrasse bei Bertolzheim [2]), etwa 17 m hoch über dem heutigen Donauspiegel, die einen Rest von Elephas in sich barg, — dann auf dem Wege von Neuburg zur militärischen Schießstätte ein bescheidenes Lager in bescheidener Höhe, ferner ein Geröllager bei Meiling, östlich von Ingolstadt, dann namentlich bei Großmehring; das eine Lager in der Meereshöhe von 366 m, das letztere bei 367 m, zweifellos beide diluvial, da einstens, wie mir in Großmehring mitgeteilt wurde, ein „kolossal großer“ Knochen, wahrscheinlich Elephas, darin gefunden worden ist. Bemerkenswert ist, daß das Lager von Großmehring bereits eine starke Neigung zur Nagelfluhbildung verrät wie kein anderes. Zu erwähnen ist noch ein bescheidenes Lager von Donaugeröllen bei Marching—Eichelberg.

Am meisten in die Breite ging das Gerölle, Hochterrassenschotter, wozu Gümbel alles rechnet, zwischen Ingolstadt, Haunstadt, Lenting. Das Terrain ist eine vollkommene Ebene [3]), die nur wenige Meter über dem heutigen Donauspiegel sich erhebt. Die Äcker sind mit den buntesten Geröllen von sehr frischer Beschaffenheit überdeckt. Das Korn ist nur klein und hört bei Lenting plötzlich auf. Bei Kösching ist kein diluviales Gerölle mehr; Brunnen von 10 m Tiefe haben nichts zu Tage gefördert. Theissing hat 6—7 m tiefe Brunnen, die, in Verwitterungslehm eingetieft, weder diluviales Gerölle noch Jura ergaben. Die Höchstlage der Gerölle ist 15—20 m. Ziehe ich die seit dem Diluvium entstandene Vertiefung des Donautales in Rechnung, so bleibt für die Höhe der diluvialen Donau ein sehr bescheidener Wert.

---

[1]) Der geologische Aufbau des bayer. Nord-Schwabens und der angrenzenden Gebiete von Dr. Paul Zenetti. Augsburg 1904. Lampart. S. 118.

[2]) Ist bei Gümbel nicht angegeben. Geognost. Karte Blatt Ingolstadt.

[3]) Bezeichnend für den Ebenencharakter ist, daß auf der Karte Namen wie Platte, Ebene, Heide sich finden.

Denn ich habe tatsächlich in höheren Lagen nichts mehr gefunden; von Lenting nach dem Norden, gegen Kösching, Oberdolling, von Pförring nördlich war keine Spur von Donaugeröll aufzufinden. Wir haben also im Übertritt von Donauwasser ins Wellheimertal mit 17 m Höhendifferenz (nach dem heutigen Donauspiegel gemessen) wohl die Höchstleistung der diluvialen Donau.

Das ist alles, was mir in zahlreichen Exkursionen an diluvialem Donaugerölle von Neuburg ab zu Gesichte kam. Durchaus bescheidene Erscheinungen. Und an der Donau draußen sollte man viel Diluvium erwarten, da doch enormer Schutt von vier Eiszeiten dem großen Tale zur Verfügung stand. „An der Donau treffen wir auf die kleinste Tiefenerosion und unbedeutendste Akkumulation, während wir theoretisch die größten Wirkungen zu erwarten hätten“ [1]).

Man wandere von Kempten nach Grönenbach, von Schongau nach Landsberg, von Wolfratshausen nach München, von Attl nach Wasserburg—Mühldorf—Schärding hinab! Überall ein ungeheures Schottermaterial, am Inn- und Mangfallgebiet allein an 80—100 m! Das Diluvium der Altmühl und der Donau verschwindet vollkommen dagegen.

Mit Genugtuung konstatiere ich nun, daß Penck im Inn—Donaudurchbruch fast dieselben Höhenzahlen findet. „In der Enge von Schärding bis Passau setzen die Schotterterrassen fast gänzlich aus; erst in der Weitung von Passau, am Zusammenfluß von Inn und Donau treffen wir durchweg in geringen, nur 20—30 m betragenden Höhen über den beiden Strömen wieder auf Reste alpiner Schotterterrassen. Sie zeigen uns an, daß auch im Donau-Inndurchbruche die Schotteranhäufung lediglich bis zu geringen Höhen geschah. Ihre Spuren sind in der Enge nahezu gänzlich, in den Weitungen in etwas geringerem Maße erodiert. Wir haben hieraus neuerlich zu entnehmen, daß der Inn-Donaudurchbruch von Passau, auf den die ganze Entwässerung des deutschen Alpenvorlandes angewiesen ist, älter ist als die 4 mit Glacialbildungen verknüpften Schotter, die wir bisher kennen gelernt haben. Er ist in seinen großen Zügen vorquartär [2]).“

---

[1]) Penck-Brückner, a. a. O. S. 120.

[2]) Penck-Brückner, a. a. O. S. 79.

Um wieder zum Trockental zurückzukehren, ist weiter anzuführen, daß auch das Korn, die Größe des Gerölles eine deutliche Sprache redet. So liegt im Wellheimertal nur kleines, diluviales Gerölle; im Schuttertal fand ich im Bette vom Ursprung bis zum Durchbruch keine Spur; auch das von Gümbel bei Nassenfels angegebene konnte ich nicht entdecken, es soll auch nur klein sein[2]); das wenige alpine Gerölle von Altessing ist nur haselnußgroß, und wenn Schwertschlager bei Eichstätt bis zu 10 cm Größe nachweist, wie sie auch Reuter angibt, so beweist das noch keineswegs eine größere Strömung als heute die Donau hat. Ich habe zu diesem Zwecke gerade das Gerölle bei Neuburg eingehend in Augenschein genommen und fand sehr grobes Donaugerölle, kopfgroß ist keine Seltenheit und dabei liegt massenhaft Schutt im Donaubette. Auf eine Anfrage hin teilte mir Herr Bauamtmann Mittermaier in Neuburg in liebenswürdiger Weise mit, daß der Felsgrund bei Neuburg 4,50 m unter Nullpegel liegt und mit einer 2 m starken Geröllschichte bedeckt ist. Lassen wir heute die bescheidene, rezente Donau durch Wellheim gehen, welche Schuttmassen, meterstark mächtig, müßten sich in den zahlreichen Schlingen des Altmühltales fangen, müßten im schwach geneigten Tale sich finden! Und gerade das Trockental ist in dieser Richtung sehr beweiskräftig: denn es ist nach dem Diluvium, wahrscheinlich schon nach der Rißeiszeit außer Dienst gestellt worden, da müßten die Massen ungestört liegen. Aber es sind nur unbedeutende Spuren da. Selbst hart an der Donau ist das Fehlen des alpinen Gerölles eine auffallende Erscheinung. In der Gegend von Treidelheim, am Ausgang des Trockentales, (nach der Generalstabskarte 392 m gegenüber dem nahen Donauspiegel mit 385,7 m), ist ganz unbedeutendes Donaugerölle zu finden, alles tertiäre Quarzite. Wenn die Barriere von Neuburg geschlossen gewesen wäre, hätte sich, wie immer vor einem Trichter enormer Schutt anhäufen müssen! In der Gegend von Station Vohburg, dann Manching, Münchsmünster etc. kann man trotz der nahen Donau und nur wenige Meter über dem Stromspiegel nur kleinstes, ausschließlich quarzitisches Gerölle entdecken. Die Höhendifferenz südlich der Donau ist nur etwa 8 m. Donau bei Vohburg 355 m, Station

[2]) Nach Mitteilung in Nassenfels.

Vohburg 363 m. Die Donaugerölle reichen nur so weit als die Altwasser heute noch gehen.

Alle Erscheinungen zwingen also zu dem Satze, daß die diluviale und alluviale Donau eine sehr bescheidene Tätigkeit entfaltet hat und unser Tal von Wellheim ohne nennenswerten Effekt nur vorübergehend von Donauwasser durchströmt wurde. Dadurch wird man auch des weiteren gezwungen, die großzügige Anlage des Donautales und dessen Ausbildung ins Tertiär zu verlegen. Große Flutungen möchte ich im Donautale nach allen und allem während des Diluviums ablehnen.

Es stimmt das, man möge mir die kleine Abweichung entschuldigen, mit den glacialen Vorgängen beispielsweise im Westflügel des Inngletschers überein. Der Gletscher, namentlich der Würmeiszeit brach innerhalb seines erodierten Bettes zusammen; daher die Erscheinung, daß am Westrande des Inngletschers eine verhältnismäßig geringe Erosionswirkung der Eiszeit zu bemerken ist: einige erratische Blöcke sind beispielsweise kaum 50—60 m vom Ursprungsort verfrachtet, das Gerölle hört bald außerhalb der Glacialzone auf, daher auch die Erscheinung, daß das Flüßchen Isen, das vom Inngletscher die Schmelzwasser der Mindel- und Rißeiszeit aufnehmen mußte, nicht größer erodiert ist, wie irgend ein anderes tertiäres Flüßchen von Südbayern, ferner daß das Gerölle der Münchener Hochebene bescheidenes Kaliber hat etc. Doch muß ich auf weiteres in diesem Sinne verzichten, indem ich auch noch der Genugtuung Ausdruck gebe, daß auch Penck sintflutartige Wasser während und nach der Eiszeit vollkommen ablehnt. „In der Erdgeschichte finden sich keinerlei Anhaltspunkte dafür, daß jemals namhaft größere Hochwasser als gegenwärtig stattgefunden haben. Namentlich hat das Studium der vulkanischen Auvergne die Hypothese erschüttert. Dort sind seit der Diluvialperiode feste Lavaströme von Tälern zerschnitten worden und lose Schlacken und Tuffkegel sind daneben bestehen geblieben, die doch bei mächtigen Strömungen hätten fortgerissen werden sollen“ [1]).

Und so verstehen wir auch, daß in unser Wellheimertal verhältnismäßig wenig Diluvium gekommen ist, daß das Tal

---

[1]) Morphologie der Erdoberfläche. Bibliothek Geogr. Handbücher. Herausgegeben von Prof. Dr. Ratzel. 2. Teil, S. 84.

niemals von der ganzen Donau durchflutet wurde und am allerwenigsten ergibt sich aus allen Beobachtungen und Erfahrungen und bei objektiver Prüfung aller Tatsachen, daß unser Trockental das Produkt der diluvialen Donau ist. Es ist überhaupt kein Einfluß der diluvialen Donau auf die Täler von Wellheim und Eichstätt nachweisbar. Höchstens daß sie einiges zur Aufschüttung des Tales beigetragen hat. Ohne den ungestümen Druck des Lech wäre vielleicht gar kein Donauwasser durch den Jura geflossen. Und gerade in Hinsicht auf den enormen Schutt, den Iller—Lech unmittelbar vor den Eingang ins Trockental bringen konnten, sind die bescheidenen Lager von Donaugeröllen in unseren Tälern um so auffallender.

Fig. 2.

Aber gerade dieser Umstand ist mir wieder ein Beweis, daß mit dem Beginn des Diluviums die Neuburger Enge schon offen war, daß sie also bereits tertiär ist. Wenn der Block von Neuburg zu Beginn des Diluviums noch geschlossen gewesen wäre, dann hätte die Donau nicht bloß über Wellheim, sondern ebenso gut und noch wahrscheinlicher, weil im Stromstrich gelegen, über Sinning gehen müssen[1]). Die Wasserscheide ist da bei 410 m und die diluviale Donauterrasse von Bertolzheim erreichte die Höhe von 408 m. Gleichzeitig ist aber hinzuweisen, daß der Juravorsprung von Steppberg von 451—500 m ansteigt, also über dem Tale von Sinning um 40—90 m sich erhebt. Es ist niemals als möglich anzunehmen, daß die diluviale Donau den hohen Jurafels einfurchte und zwei unmittelbar benachbarte tertiäre Trockentäler, die in bequemster Tiefe lagen, vollkommen mied. Mit einiger Anhäufung von Geröllen im Sinninger Tale hätte die Donau die Höhe von 410 m leicht überflutet. Das

[1]) Fig. 2. Längenausdehnung genau nach der Generalstabskarte, aber mit bedeutender Überhöhung.

Gerölle fehlt; es fehlt die Stauung und damit die veranlassende Barriere hierzu, nämlich der Felsriegel von Neuburg. Es muß also der Durchbruch von Neuburg bereits eine Arbeit der tertiären Donau sein; denn auch bei Gümbel heißt es: „Nichts verrät, daß die Donau vor ihrem Durchbruch durch den Jurafelsen jemals südlich ihren Weg genommen hat“ [1]).

Bezüglich des Steppberg—Neuburger Durchbruchs muß nun weiteres bemerkt werden, daß er keineswegs so eng ist, als der Begriff „Durchbruch“ vermuten läßt. Der Eintritt der Donau bei Steppberg findet bereits eine Talweite von 2—300 m, dann erweitert sich das Tal auf 1 km und mehr, so zwischen Riedersheim und Flachsberg; diese Breite dauert an bis Bittenbrunn-Klause, wo dann wieder eine Verengung von etwa 300 m eintritt, die alsbald neuerdings zwischen Neuburg—Ried—Hessellohe in eine Breite von mehr als 1 km übergeht. Die das Tal begleitenden Höhen ragen unmittelbar über der Donau bis zu 461 m auf (Milit. Schießplatz); das gibt gegenüber dem Stromspiegel bei Neuburg mit 384 m eine Talerosion von 70—80 m. Das sind somit fertige, alte Talverhältnisse, die ich niemals der Wirkung einer diluvialen Donau zuschreiben kann, die sich ja im Donautale nachweisbar höchstens bis 20 m Höhe geäußert hat. Und wenn Penck für Donau und Altmühl die Vertiefung von heute bereits für präglacial hält, so kann der breite, tiefe Durchbruch in seiner imposanten Erscheinung keine Ausnahme machen.

„Das Isartal des Münchener Feldes stellt im wesentlichen eine präglaciale Furche dar, die nur ganz allmählich und wenig während der Eiszeit vertieft worden ist, ganz ebenso wie wir es von dem Donautale, beziehentlich dem Altmühltale unterhalb der Iller-Lechplatte anzunehmen haben“ [2]).

Also im großen Neuburger Durchbruch findet man die Arbeit der tertiären Donau und nicht im Wellheimertal.

Wenn nun aber die Barriere von Neuburg, die für Penck und Schwertschlager vor allem als die Ursache angesehen wird, daß die Donau in den Jura gedrängt wurde, fehlte und die große Öffnung für tertiär gehalten werden muß, dann fällt jeder Anlaß hinweg, die ganze Donau über Wellheim zu leiten und zwar so dauernd, daß unser Tal davon erodiert oder stark

[1]) Geologie von Bayern S. 360.

[2]) Penck—Brückner, a. a. O. S. 74. Von mir gesperrt gedruckt.

beeinflußt wurde. Die alte, offene Bahn von Steppberg—Neuburg kann, um es zu wiederholen, nur die Annahme gelten lassen, daß etwa zur Zeit großer Flutungen, bei Hochwasser, bei Staungen die Donau einen Wasserarm in das Altmühltal sandte.

Ganz ähnlich ja noch deutlicher liegen die Verhältnisse beim Weltenburger Durchbruch. Wir haben auch hier wieder die Tatsache der bescheidenen Entfaltung der diluvialen Donau zu konstatieren. Ich betrachte den Durchbruch gleichfalls als tertiär. Wäre dieses im harten Juragestein eingeschnittene Tal beim Beginn des Diluviums noch geschlossen gewesen, dann hätte die eiszeitliche Donau unbedingt im Trockental der „Wattenlücke" von Abensberg ihren Weg nehmen müssen. Aber ich habe im Tal von Thaldorf bis Saal, trotzdem ich es mindestens sechsmal beging und durchsuchte, absolut kein Donaugerölle finden können. Und gerade in dieser Gegend besteht, wie ich oft beobachten konnte, der heutige Donauschutt fast nur noch aus Kalkgeröll, das sich ja im Tertiärquarzit sofort verraten würde. Auch im Tal von Rohr fand ich nichts als Quarz. Das bestätigte mir auch Reuter[1]).

v. Ammon[2]) bringt in seinem Übersichtskärtchen auf der Ebene von Abensberg gegen Osten Sand, der während des Diluviums dort verbreitet wurde. Der sehr kurz gehaltene Text gibt leider keinen Aufschluß über die Beschaffenheit dieses Sandes. Zweifellos quarzitisch; denn diesen Sand gibt die Karte auch die Abens aufwärts gegen Siegenburg, Tassenfeld und weiter an und von da her kann überhaupt nur quarzitisches Material in diluvialer Zeit verfrachtet worden sein, weil ich im Abenstal anderes nicht gefunden habe und anderes auch nicht vorhanden sein kann.

Auch die Hochterrasse bei Thaldorf wird diluvial genannt, aber über den Gesteinsgehalt schweigt sich der Text gleichfalls aus.

Dieselben Hochterrassen fand ich auch bei Abbach, Poigen, Rohr, aber nur mit rein quarzitischem Gehalt. Sollte die Thaldorfer Hochterrasse wirklich echt alpines Gerölle haben, so müßte das ein reiner Zufall sein, daß mir das entgangen wäre. Ich kann das aber nicht annehmen, denn auch Gümbel: Geo-

[1]) Mündliche Mitteilung.

[2]) Geolog. Übersichtskärtchen der Gegend von Weltenburg und Neustadt. Naturwissensch. Verein zu Regensburg 1903/4. 10. Heft.

logie von Bayern S. 398 sagt: „Es ist äußerst schwierig, das Diluvialgerölle, wo dasselbe aus den gleichen, weißen Quarzrollstücken zusammengesetzt ist, auszuscheiden vom jüngsten Tertiärschotter, dem das Material meistens entnommen ist". „In der Tertiärlandschaft gleicht seine Zusammensetzung jener der tertiären Gerölleinlagerungen" [1]). Es kann von einer kalkhaltigen, echt diluvialen Donauterrasse auch schon deshalb keine Rede sein, weil auch Gümbel[2]) sich weiters äußert, „daß auch südlich der Talfurche von Weltenburg ein älterer südlicher Donauflußlauf nicht aufzufinden ist" [2]).

Selbst für den Fall, daß die Donau wirklich den Ausweg, vielleicht vorübergehend durch die Enge von Weltenburg gestaut, einmal genommen haben sollte, so ist damit in keiner Weise dargetan, daß sie dauernd die offene Pforte benützte, denn sehr dagegen spricht auch noch die Enge des Tales. Die Höhenlage wäre verhältnismäßig günstig gewesen. Denn das offene Tor von Abensberg hat eine Meereshöhe von 366 m, der Wasserspiegel von Weltenburg ist 342 m, vor der diluvialen Erosion zweifellos etwas höher. Nach den heutigen Zahlen wären 24 m zu überwinden gewesen, eine Höhe, die die Donau im Bereiche unserer Beobachtungen allerdings nirgends erreichte. Aber eine unbedeutende Schotteranhäufung hätte genügt, um der Donau ein Überfließen nach Thaldorf-Saal zu erleichtern. Es ist das um so merkwürdiger, da der Eintritt der Donau in den Jura bei 348 m erfolgt, wodurch sich die Differenz gegenüber Abensberg auf 18 m verringerte. Aber diese Donaugerölle sind nicht nachweisbar; ich kann z. B. konstatieren, daß das Dorf Mauern noch auf Donaugerölle ruht, während der Schotter vom nahen Neustadt—Abensberg alles quarzitisch ist. Lassen wir vor Beginn des Diluviums Weltenburg noch geschlossen sein, so hätte der Strom ohne allen Zweifel die niedrige 24 m bezw. 18 m hohe Schwelle im losen Gerölle benützt, statt einen sehr harten Jurafels von relativ 120 m zu durchschneiden. (Fig. 3.)

Am auffallendsten zeigt sich die bescheidene Wirkung der diluvialen Donau, wenn auch in kleinem Maßstabe, zum drittenmale bei der Schloßruine Vohburg. Der Fels war einstens eine kleine Insel, aber die Donau hat ihn nachweisbar nur bei 8 m

[1]) v. Gümbel. Blatt Ingolstadt S. 30. [2]) Geologie von Bayern S. 371.

Höhe im Süden umkreist. Es bestand also für die diluviale Donau absolut kein Hindernis im Süden vorbeizuströmen, und sie hat es auch getan, also war auch gar kein Anlaß da den Jurafels, der 17 m über die Donauaufragt, zu durchschneiden. Wäre der Fels während der Diluvialzeit noch geschlossen gewesen, so hätte ihn die diluviale Donau nicht abgetrennt. Das muß also somit bereits in tertiärer Zeit geschehen sein.

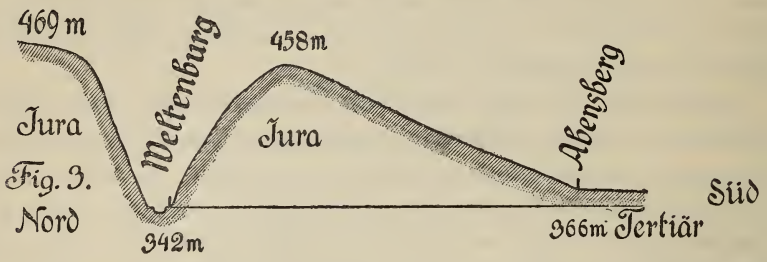


Fig. 3.

Daraus ergibt sich wiederum eine bescheidene Entfaltung der dilivualen Donau und diese Erscheinuug ist gerade am rechten Ufer sehr ausgeprägt. Denn trotzdem ich sehr häufig bis gegen Geisenfeld hinauf das Terrain untersuchte, konnte ich nichts vom Donauschotter finden. Möglicherweise haben Paar und Ilm alles Diluvium der Donau vernichtet; gegenwärtig allerdings sind diese Flüßchen schon viele Kilometer vor der Mündung in die Donau vollkommen stille, ohne alle erosive Kraft. Die Ilm ist sogar von ihrer früheren Mündung bei Vohburg abgedrängt und bis gegen Neustadt abgebogen worden.

Aber, man möchte nun erwarten, daß im Terrain, das nicht zum Inundationsgebiet von Paar—Ilm und auch Abens, wo die Verhältnisse ganz gleich liegen, gehört, Donaugerölle bei ähnlicher Höhe wie links der Donau zu finden wäre. Aber so viel ich auch darnach suchte, Donaugerölle ist nicht da, immer wieder Quarzite und rote Sande.

Warum haben wir nun links der Donau Donaugerölle bis 20 m, das rechts nicht bis 10 m nachzuweisen ist? Daß Paar—Ilm—Abens im Gelände des großen Tales alles vernichtet hätten, ist kaum anzunehmen. Aber man erhält durch alle diese Erscheinungen wieder einen Hinweis, daß die vorgestreckten Juraäste von Neuburg—Vohburg schon vor dem Diluvium durchsägt waren, denn sonst hätte sicher diluviales Gerölle nach dem Süden gelenkt und gebracht werden müssen.

Die präglaziale Geschichte des Inn- und Donaudurchbruchs von Schärding—Passau ist zweifellos auch die von Weltenburg, von Vohburg und Neuburg. Es waren diese Juraäste vom tertiären Schutt eingehüllt und wurden dann von der tertiären Donau durchfurcht, sobald der Strom sie zur Sohle bekam. Dabei mag dann und wann ein Ausweichen von Donauwasser um die harten Felsen herum stattgefunden haben, wobei in die beweglichen Geröllschichten des tertiären Geländes die Trockentäler von Sinning, Saal, Rohr etc. erodiert wurden.

Anfügen will ich noch, daß eigentlich ein vierter Juraast nach dem Süden sich erstreckte und zwar bei Günzburg. Dort wurde mir mehrmals versichert, daß bei Niederwasser Juraboden im Donaubette sich zeigt, und daß man bei Kellergrabungen in der Stadt auf Jurafelsen stößt, oft schon bei 1,50 m Tiefe. Also ein Juravorsprung, der offenbar von der tertiären Donau zerstört wurde.

Bezüglich des Tales von Wellheim sei auch noch darauf hingewiesen, daß auch die äußere Erscheinung der Gesamtdonau gar keine Verwandtschaft zum Wellheimertal oder zur Altmühl von Eichstätt aufweist. Außer der kleinen Schlinge von Weltenburg hat die Donau absolut keine Neigung gleich der Altmühl Serpentinen zu bilden; diese verraten einen müden Flußlauf, während das namentlich am Südufer geradlinig verlaufende Donautal ein energisches Gefälle des tertiären Stromes erkennen läßt.

Also auch der geographische Charakter beider Täler, beziehungsweise ihrer Wasser, ihres Gefälles ist grundverschieden, sie haben auch hierin keine innere Beziehung. —

Und somit kommen wir zum Endresultat, daß die tertiäre Donau das Wellheimertal nicht erzeugt hat; ihre Tätigkeit lag bereits in der Richtung des heutigen Stromlaufes und Neuburg, Vohburg, Weltenburg und Passau, dazu die große Talung bis zum Südufer ist ihr Werk, — und daß auch die sehr bescheiden aufgetretene diluviale Donau des Wellheimertal nicht geschaffen hat.

Das Altmühltal von Eichstätt.

Zum dritten Male fragen wir nun: welcher Fluß hat dann das Tal erodiert? Da bleibt nun nichts übrig, als unser Trockental als altes Altmühltal zu betrachten.

Dieser äußere Umstand und Zwang ist aber nur Nebensache.

Denn unsere Anschauung wird durch eine Reihe von Beobachtungen gestützt und bestätigt. Zunächst führe ich wieder Schwertschlager an, der selbst einige indirekte Beweise hierfür bringt. Er schreibt einmal: „das Steppberg—Wellheimer Trockental zeigt ganz den Erosionstypus des Altmühltales: das Altmühltal hat Inselberge im Arztberg bei Beilngries und andere, — auch unser Tal hat eine Inselbildung in dem schon genannten Galgenberg bei Wellheim oder Aicha, es hat die gleiche Breite der Sohle, die gegen die Schmalheit des Talgrundes oberhalb Dollnstein sehr absticht. Beide beschreiben dieselben eleganten Krümmungen von großem, einem Strome entsprechenden Radius. In beiden bewundern wir eine analoge herrliche Dolomitlandschaft. Offenbar bildet das eine die Fortsetzung des andern, oder vielmehr: beide waren ursprünglich ein Tal[1]), sie wurden vom gleichen Strom nicht bloß durchflossen, sondern auch in den auffallendsten Zügen gebildet.“ Da entspricht jedes Wort meinen eigenen Wahrnehmungen. Ich stehe Schwertschlager prinzipiell dadurch gegenüber, daß ich, wie ich nun darzutun versuche, die Altmühl von Osten kommend, als die Schöpferin des Tales von Wellheim betrachten muß, während Schwertschlager, nachdem er in diesem Satze die Pappenheimer Altmühl gleichfalls ablehnt, die Donau von Süden her für die Täler von Wellheim und Eichstätt verantwortlich macht.

Schwertschlager nennt ferner das Altmühltal selbst ein umgekehrtes Tal in Rücksicht auf die Verhältnisse gegen Kelheim hinaus. Diese Verjüngung von Riedenburg ab findet er seltsam, da ein Tal, das im Ober- und Mittellauf gegen 800 m (bei Beilngries noch mehr) aufweist, im Unterlaufe nur mehr 100 m mißt. Er weist auf ähnliche Täler in den Alpen hin, spricht aber das erlösende Wort für unser Altmühltal nicht aus. Ferner betont er, daß gegen die Mündung das Gefälle zu- statt abnimmt, also wieder ein umgekehrtes Verhältnis.

Folgende geographische Wahrnehmungen und Beobachtungen haben mich genötigt, einen einstigen Ostwestlauf der Altmühl anzunehmen. Bleiben wir gleich bei der Mündung. Sehr im Gegensatz zur Altmühlmündung haben die Juraflüßchen Naab, Regen, Wörnitz einen breiten Mündungstrichter, ähnlich unserm Trocken-

[1]) Von mir gesperrt gedruckt.

tale bei Rennertshofen. Eine Ausnahme bildet nun die Mündung der Altmühl, was um so unbegreiflicher erscheint, da die Altmühl das größte Einzugsgebiet hatte, der größte Fluß des Jura ist.

Beachten wir weiter die Serpentinen: sie haben unverkennbar ein Bestreben der westlichen Ausbuchtung. Ich weise hier auf die große Schlinge von Riedenburg hin, die eine starke westliche Ausbildung, also eine Strömung Ost—West verrät, weise hin auf die großen Serpentinen von Kipfenberg und Pfahlspoint.

Es zeigen sich die großen Talsporne fast immer in der Hauptrichtung gegen Nordwest, mit langgezogenen Kurven an der Stoß- mit kurzen an der Leeseite.

Nach Nordwest ist gerichtet der Talsporn von Paulushofen, von Ermendorf, sehr westlich der von Böhming, weniger gut ausgesprochen der Sporn von Gungolding, dagegen sind die Kurven von Eichstätt und Obereichstätt außerordentlich charakteristisch. Man muß sich bei Betrachtung dieses Talabschnittes von einem Ost-Westlaufe der Altmühl überzeugen; auf der Generalstabskarte kommt dieser Zug wunderschön zum Ausdruck.

Sehr gut die Richtung nach West und Nordwest beweist auch der scharfe Schnitt des Torleitenberges im Becken von Dollnstein. Daß das Wasser aus dem Spiteltal ganz zweifellos eine Nordsüdströmung dartut, wurde schon eingangs erwähnt. Ebenso kann das scharfe Horn zwischen Konstein und Wellheim nur einer Strömung von Nord nach Süd zugeschrieben werden. Führen wir eine stark erodierende Donau durch unser Tal, dann sind das Becken und die Insel von Aicha ganz unverständlich.

Selbstverständlich stehen unseren nordwestlich gerichteten Talsporen die nach Südost gerichteten gegenüber; aber da trifft man fast immer die kurzen Seiten bei der heutigen Flußrichtung, ein ursprünglicher West—Ostlauf mußte auf der Westseite die langen Kurven, entsprechend jedem Wasserlaufe entwickelt haben.

Sehr lehrreich ist der Kessel von Dollnstein; er hat ja vielfach Veranlassung gegeben, die plötzliche Talerweiterung des Pappenheimer Tales der Donau von Süden her zuzuschreiben. Dieser Kessel gliedert sich in seiner Erscheinung dem gesamten Bau der Eichstätter Altmühl ein und die Kurve schmiegt sich ganz dem Bogen von Obereichstätt an. Dabei ist aber folgendes zu beachten. Die kleine Insel von Dollnstein verrät

mehr die Tätigkeit der Altmühl, die durch ihre großen Schlingen und Talsporen zur Inselbildung veranlagt ist, geradeso wie auch die Pappenheimer Altmühl eine ausgesprochene Neigung zur Halbinselbildung aufweist. Eine starke Donau von Rennertshofen herein, die das Tal erodiert haben soll, würde den unbedeutenden Felsen, der mitten im Stromstrich gelegen ist, kaum haben stehen lassen, der also sein Dasein sicherlich nur seiner Eigenschaft als toter Punkt bei der Vereinigung zweier langsamer Flüßchen verdankt. Daß der große Bogen von Dollnstein noch hinter das Tälchen der Pappenheimer Altmühl greift, wurde oben schon erwähnt.

Von da an macht sich beim Zusammenflusse der beiden Altmühlflüsse auch das Gesetz des Kräftenparallelogramms geltend und die Resultante hiervon zeigt sich in der Richtung des Wellheimertales. Es erscheint uns das ganz natürlich, da die Stoßkraft beider Flüsse einigermaßen gleich waren. Ganz anders bei der Donau. Die hätte im breiten Tale mit starker Wasserkraft von der verhältnismäßig schwachen Pappenheimer Altmühl nie und nimmermehr eine scharfe Ablenkung von vollständig 180°, von ihrer Nordrichtung nach Ost erleiden können. Der gemeinsame Lauf der beiden Altmühlflüsse nach dem Süden aber ist eine nach dem Verhältnis ihrer Kräfte natürlichere Annahme.

Schwertschlager führt Terrassen der mittleren Talhöhen an, die nach Osten weisen und damit also schon sehr frühe einen Lauf der Altmühl nach Osten verraten. Gewiß, sie sind da, und ich habe selbst welche beobachtet. Aber ich habe in höheren Lagen auch solche gesehen, die einen westlichen Lauf der Altmühl anzeigen, so nenne ich z. B. die Terrasse bei Obereichstätt, die, auf einer Höhe von 60—70 m über der heutigen Talsohle unverkennbar einen Ostwestzug einer alten Altmühl andeutet. Westlich von Emmendorf—Kinding zeigt die Hochterrasse bezw. der Hochrand des tiefen Tales den scharfen Schnitt eines von Osten kommenden Flusses, während die Niederterrasse den heutigen Westlauf beweist; ganz wie bei Böhming.

Ich kann aber den Wert solcher Terrassen wissenschaftlich gar nicht hoch einschätzen, da das Tal viel zu alt ist, um in solcher Höhe so jugendliche Erscheinungen überhaupt zu bewahren und zudem das Kalkgebiet in seinen Plattenabsonderungen sehr verdächtig ist. Und die kleinen Terrassen, die in tief ge-

legenen Talsporen eingefurcht sind, können beide Richtungen anzeigen. Gerade die meterstarken Schuttmassen im Tale verraten eine starke Verwitterung der Talwände und da können sich sicher erweisbare Terrassen alter Herkunft in höheren Lagen schwer erhalten haben.

Auf einige weitere, ganz unverkennbare Merkmale einer Ost—Westströmung und damit der Bildung unseres Trockentals durch die Altmühl von Eichstätt her, muß ich noch besonders hinweisen. Vor allem auf die Schlinge von Riedenburg. (Fig. 4.) Da mündet die Schambach in einst verhältnismäßig starkem Gefälle. Wenn wir die Skizze ins Auge fassen, so müssen wir vermuten, daß die scharfe Kurve von Riedenburg durch den senkrechten Druck der lebhaften von Süden stoßenden Schambach erzeugt wurde. Diese Schlinge ist aber nur verständlich bei einem Westlaufe der Altmühl, denn deren jetziger Ostlauf trifft ganz widersinnig den Seitenfluß. Wäre die Altmühl immer den heutigen Weg gegangen, so müßte die Schlinge sich rechts von der Schambachmündung entwickelt haben. Ganz besonders möchte ich auf die gerade, scharfe Wand hinweisen, die genau in der Linie des Schambachtales von Riedenburg 2 km bis Agatha sich hinaufzieht. Diese Tallinie ist wieder nur durch einen Westlauf der Altmühl entstanden zu denken, niemals durch den heutigen Lauf möglich gewesen.

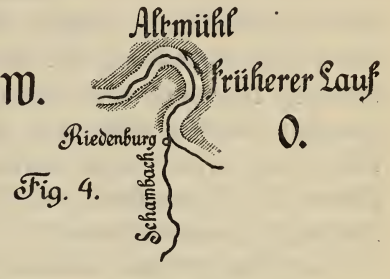


Fig. 4.

Auch einige andere Talerscheinungen sprechen für diese unsere Anschauung, z. B. Trockentäler. So weise ich zunächst auf das große Trockental der Bahnstation Eichstätt hin. Sehr breit entwickelt, sehr steil im Gefälle greift es bis gegen Adelschlag zurück, und es muß dessen Fluß einstens stark gegen die Altmühl gedrückt haben. Und dieses Trockental steht wieder im schärfsten Gegensatz zur heutigen Richtung der Altmühl, schmiegt sich aber einem Westlaufe vollkommen der großen, eleganten Schlinge von Obereichstätt an, so daß dieser Bogen überhaupt nur im Westlaufe erklärlich wird.

Ganz so schmiegt sich auch das Trockental von Altmühlmünster, dessen Fluß sicherlich zur steilen Wand von Weihern beigetragen hat, nur einem Ost—Westlaufe der Altmühl an.

Die große scharf nach Osten gebogene Sichel von Gungolding, die absichtlich aus Schwertschlager[1]) (Fig. 5) entnommen ist, kann ihre Gestaltung nur durch eine Ost—Westströmung erhalten haben. Wir verstehen diese gegenseitigen Beziehungen vom Haupt- nnd Nebental durchaus, wenn wir beachten, daß ja auf einem Plateau im freien Spiel der Kräfte unsere Talentwicklung begonnen hat. In meinen Wanderungen im Böhmerwald, besonders in der Hardt, bekam ich immer den Eindruck, daß aus der großen Bedeutung und Wirkung der Seitenflüsse auf Bogenbildung, Richtung und Ablenkung des Haupttales der Schluß gezogen werden muß, daß die ganze Talbildung oft nur zu erklären ist, wenn man annimmt, daß auf einer ursprünglichen Ebene die Wasserläufe und ihre gegenseitige Beeinflussung den Anfang genommen haben.

Fig. 5.

In diesem Sinne scheinen mir auch besonders beweiskräftig die Verhältnisse am Arztberg zu liegen (Tafel 20). Wir haben hier eine Insel vor uns, die wesentlich anderer Art ist als jene von Aicha oder Dollnstein, oder die lange Halbinsel von Pappenheim, von Altendorf, die bis jetzt noch nicht zur Insel geworden sind. Diese sind Produkte der außergewöhnlichen Schlingenbildung der Altmühl; unsere Insel Arztberg aber verrät unzweifelhaft einen Flußlauf, der eine besondere Geschichte hat: das Doppeltal ist der Doppellauf der Altmühl, das Doppeltal ist eine Zeuge der Veränderung der Laufrichtung unseres Flusses. Das nördliche Tal ist heute vom künstlich eingeleiteten Kanal besetzt. Beide Täler sind unzweifelhaft Erosionserscheinungen, als welche auch Schwertschlager sie bezeichnet.

Hat die Altmühl seit ihrem Entstehen stets die heutige Stromrichtung inne gehabt, dann ist die Doppelströmung, die unsere Insel herausgeschnitten hat, unnötig und auch unerklärlich. Bei der heutigen Laufrichtung hätte die Altmühl das Tal des Kanals überhaupt niemals errreichen können, da die (einstens sehr starke) Sulz den Eingang absolut verwehrt hätte, genau so, wie sie heute die müde Altmühl weit nach dem Süden drückt.

[1]) Sie ist bei Schwertschlager und in Wirklichkeit noch mehr nach Osten gebogen als in gegebener Zeichnung.

Der große Nordbogen von Beilngries kann nur durch eine Strömung Ost—West erklärt werden. Ebenso ist die Herausfeilung des Wolfsberges, ganz ähnlich der Insel von Beilngries, also keine Serpentinbildung, -- nur und einzig durch einen Ost—Westlauf, hier zunächst durch einen Süd—Nordlauf der Altmühl zu verstehen. Auch die Mulde, eine Nische am Ostende des Arztberges kann nur die Wirkung von östlich kommenden Wassern sein. Diese Mulde und der Wolfsberg sind beim heutigen Lauf der Altmühl ganz undenkbar; die abwehrende Sulz hätte die Altmühl niemals an den Wolfsberg herankommen lassen. Die Laaber hat offenbar der jungen, gefällsstarken Ost—West—Altmühl schwer zugesetzt, das erkennt man an dem großen Becken von Töging, und trotzdem wurde noch der Trichter von Dietfurt ausgewaschen, der sich dann naturgemäß bis Beilngries verengt. Dieser Trichter ähnelt vollkommen dem Sulz - Altmühltrichter an Größe wie an äußerer Erscheinung, nur sind beide vollkommen entgegengesetzt und beweisen damit auch zwei entgegengesetzte Strömungen, die die Insel herausgeschnitten haben. Also ist der Arztberg entstanden durch einen Doppellauf der Altmühl. Das Ottmaringertal ist für mich naturgemäß das erste Altmühltal[1]).

Diese Trichterbildung ist eine vielen Tälern eigene Erscheinung und tritt gewöhnlich auf, bevor der Fluß in ein Engtal oder gar in eine Klamm eintritt. So bildet die Donau einen großen Trichter (freilich auch mit veranlaßt durch die Mündung des Lech), bevor sie die Enge von Neuburg passiert; sie bildet den großen Trichter vor Neustadt, ehe sie in die Weltenburger Enge und den Trichter von Pleinting, ehe sie bei Vilshofen in die Paussauer Enge einschneidet. Hingewiesen sei auf den großen Trichter des Inn vor Schärding, auf den kleinen der Vils vor dem Durchbruch. Auch im Jura sind ähnliche Erscheinungen: für die Enge von Pappenheim haben wir den Trichter von Dietfurt, — der kleine Trichter von Solnhofen leitet die Enge von Altendorf ein. Die Sulz bildet einen sehr großen Trichter, ehe sie ihren Juradurchbruch nach Süden beginnt.

Ähnliche Erscheinungen treten noch weiters im Altmühltal auf; zunächst im Trockentale der große Trichter von Aicha mit

[1]) Auch Schwertschlager sagt S. 62: „Das Ottmaringer Tal ist die ursprüngliche Flußrinne."

der folgenden Enge von Wellheim, dann der Trichter von Kinding hat die Enge von Kemnaten-Arnsberg vor sich. Auch einige Talweitungen könnten in diesem Sinne (Ost-Westlauf) ausgelegt werden. Doch sind sie zu wenig ausgesprochen und dadurch nicht beweiskräftig genug.

Ferneres ist zu beachten, daß mit dem Einfluß von Schwarzach, Sulz und Laaber das Tal der heutigen Altmühl bei Mühlbach sich auf 2—300 m verengt, statt, wie naturgemäß es wäre, sich erweiterte. Diese Erweiterung bis 700 m ist aber da, doch nicht im Osten, sondern im Westen, das beweist wieder einen Westlauf.

Auf einen äußerst wichtigen Umstand muß nun weiters hingewiesen werden. Die große, ungewöhnliche Schlingenbildung der Altmühl, die in solcher Ausprägung nur in der Mosel wiederkehrt, verrät, wie gesagt, ein sehr schwaches Gefälle. Der Fluß ließ sich auch von geringem Terrainwiderstand zu stetem Hin- und Herschwenken bestimmen und das beweist natürlich auch eine sehr geringe Erosionskraft. Demnach ist das, was die Altmühl bis heute an Talform geleistet hat, weniger das Resultat großer Wasser, als vielmehr ein Ausdruck der Zeit.

Penck äußert sich über diesen Zeitausdruck: „Durch das Serpentinieren entsteht ein breitsohliges Tal mit konvexen Gehängen, also ein Taltrog. Hiernach ist begreiflich, daß die Breite der Täler, so wie die Größe ihrer Windungen in keinem direkten Verhältnisse zur Größe der Talflüsse steht. Dies wurde von denjenigen übersehen, welche zur Bildung breitsohliger, stark gewundener Täler ungeheure Wassermassen für nötig hielten. Die Breite der Talsohle ist gleich dem Radius der Mäander kein Maß für die Wasserkraft des Talflusses, sondern ein solches für die Zeit, seit welcher derselbe sein Normalgefälle erreicht hat[1]).

Nun tritt aber die Altmühl in ihrem Laufe vor Beilngries, wo sie ursprünglich auf einem Plateau von 500 m durchschnittlich floß, an Höhen heran, die über 600 m ansteigen. Dieses Hindernis ist überhaupt und natürlich bei West-Ost der Altmühl absolut unüberwindlich. Die Höhen von Beratzhausen, Schopfelberg, Hemau, Pointen-Königsberg, Randeck, Forst, Altmannstein leiteten in ihren Abhängen die Altmühl natürlich nach Westen und

[1]) Penck, Morphologie, S. 111.

mußten den Ostlauf von heute verhindern. Wenn nun die heutige Altmühl am niedrigen Frankenwald entspringend, den höheren Jura durchbricht, so weiß man, daß das Quelland einstens höher war, aber rascher abgetragen wurde als der Jura[1]). Das kann in unserm speziellen Falle nicht angenommen werden, da alles Jura, also alles gleich widerstandsfähig ist. Also auch diese dominierenden Höhen im Osten weisen nachdrücklich auf einen Westlauf der Altmühl hin.

Verlassen wir nun zunächst das Detail, um kurz einen Beweis anzuführen, der in der allgemeinen Anlage des gesamten Jura zu liegen scheint. Es ist ein bekannter Satz, daß jedes Tal, ja jedes Talstück seine eigene Geschichte hat, wie es ja gerade in unserm Tale der Fall ist. Aber es darf auch niemals außer Acht gelassen werden, daß die Gesamtanlage, die allgemeine Anlage eines Tales a priori innerhalb des Rahmens, des Aufbaues einer Landschaft festgelegt ist. Da treten dann Täler auf, die, wenn auch in vielen Einzelerscheinungen charakteristisch und verschieden, — doch gewisse Geschwistermerkmale aufweisen. Solche verwandte Erscheinungen zeigen, um ein naheliegendes Beispiel zu bringen, die Flüsse der südbayerischen Hochebene, und doch hat jedes Tal wieder seine eigene Geschichte; aber der einheitliche Bau der Landschaft kommt bei jedem Flusse doch zum Ausdruck.

Auch der Bau des Jura ist sehr einheitlich und einfach, wie die Geologen immer wieder betonen; aber in der Talbildung kommt das heute nur mehr teilweise zur Erscheinung, die von außen wirkenden Gefällsverhältnisse haben hier viel Gemeinsames verwischt. Auch das erscheint mir wieder als ein Zeichen hohen Alters. Aber trotzdem haben sich auch im Jura einige Täler erhalten, die auf grund der Gesamtanlage des Gebirges große verwandtschaftliche Merkmale aufweisen. Der Bau des Jura ist halbmondförmig mit der Stauung gegen den Böhmerwald und Schwarzwald und damit einer größeren Erhebung am Außenrande. Schwertschlager sagt S. 31 wörtlich: „Das deutsche Jura- und Triasgebirge zeigt einen muldenförmigen Bau: in der Mitte ist es eingesunken, am meisten südlich der Donaulinie; an den angrenzenden Randgebirgen, den Alpen im Süden, dem Böhmerwald und Fichtelgebirge im Osten, Thüringer-

[1]) Vergl. Schwertschlager a. a. O. S. 48.

wald und Spessart im Norden, dem Schwarzwald und Odenwald im Westen liegt es noch höher, an diese Urgebirge wie angeklebt".

Dieser Bau drückt sich in den Höhenverhältnissen heute noch aus. Auf guten Karten weist das Terrain nördlich der Altmühl die Höhenschichte bis zu 600 m, eine ähnliche Höhenschichte ist östlich und westlich des Altmühltales, während die Höhenschichte für Kipfenberg—Eichstätt, herein nach Ingolstadt, Rennertshofen—Neuburg—Kösching auf 350 m herabsinkt.

Das tritt ganz augenscheinlich auch in der Bahnlinie Eichstätt—Ingolstadt zu Tage, wo sich wiederholt deutliche Spuren eines großen Trockentales zeigen, das die Eisenbahn benützt und wovon weiter unten noch die Rede sein wird.

Die Anlage des Jura aber sagt uns klar, daß ursprünglich eine Ost-Westrichtung der Hydrographie mit der Hauptlinie in der Richtung durchs Wellheimertal vorgezeichnet war. Und beim Jura kann man sich um so mehr auf seinen ursprünglichen Bau verlassen, da das Plateau nach v. Gümbel, v. Ammon und andern seit seiner Entstehung keine nennenswerte Bewegung mehr ausführte. „Der Aufbau der Juraschichten ist äußerst einfach; die Lagerung weicht kaum von der wagrechten ab, Störungen von Bedeutung sind nirgends wahrnehmbar[1])".

Nun haben wir tatsächlich auch im Jura noch einige Flüßchen mit Geschwistermerkmalen, Flüßchen, deren Ursprung und Laufrichtung große Ähnlichkeit mit unserer Ost-West-Altmühl aufweisen: nämlich die Pegnitz, Wisent und einige kleine Quellflüßchen sind genau so angelegt wie unser ursprüngliches Altmühltal mit Sulz, sie sind in ihrem Laufe alle halbmondförmig wie der Jura selbst. (Fig. 7.) Damit wäre natürlich die Sulz der Ursprung unserer Altmühl. Betrachten wir diese als Hauptquelle, so haben wir beim Ost-Westlaufe wie eben dargetan dasselbe Bild wie bei Pegnitz, Wisent, und wenn letztere heute dem Maine tributär wurden, so ist das für die Altmühl teilweise auch noch wahrscheinlich, vieles ist auch schon dem tief gelegenen Maine zugefallen. Die Sulz erscheint mir in der Tat beim einstigen Ost-Westlaufe der Altmühl die Hauptquelle gewesen zu sein: einmal begründet im gesamten Bau des Jura, ferner hat sie die größte Talentwicklung,

[1]) L. v. Ammon. Kleiner, geologischer Führer durch einige Teile der Fränkischen Alb. 1899. S. 50.

die den alten Oberlauf der Altmühl von Osten her weit übertrifft, sie hat bei Neumarkt den ausgeweitetsten Trichter der Juraflüßchen; ferner beginnt von der Sulzmündung gegen Westen die große Breitenentwicklung unsers Altmühltales, was alles auf ein einstiges, großes Einzugsgebiet der Sulzquelle schließen läßt.

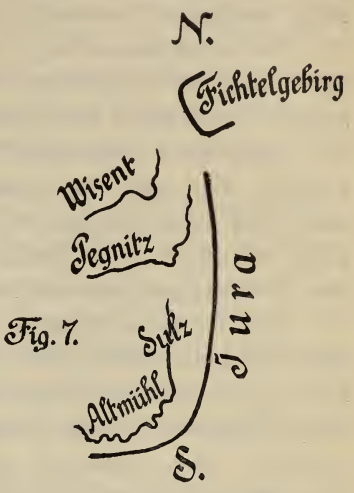


Fig. 7.

Zweifellos erstreckte sie sich einstens viel weiter nach dem Norden und vielleicht deutet sie den Weg an, den die Lydite des Fichtelgebirges auf ihrem Nord-Süd-Westtransporte bis gegen Eichstätt herein genommen haben. Eine Etappe in dieser Richtung scheinen die Kieselschiefer, die bei Nürnberg gefunden wurden, anzudeuten[1]).

Ich kann mich bezüglich der Verbinduug mit dem Fichtelgebirge auch wieder auf die Darlegungen Schwertschlagers berufen: „Es sprechen direkte Beweise für eine Flußverbindung unseres Altmühlgebirges mit dem höheren Fichtelgebirge während der Kreidezeit. Ein Teil der Sande bei Eichstätt glaube ich ist schon in der Kreidezeit hergeschwemmt worden. Darunter sind Gerölle, die mit ihren weißen Quarzadern und ihrer sonstigen Beschaffenheit nicht von dem bekannten Lydit des Fichtelgebirges abweichen. Sie wurden vom Fichtelgebirge durch fließendes Wasser auf die Hochfläche der Altmühl gebracht“[2]).

Dann wieder heißt es: „Die Landschaft nördlich des Jura muß mit dem 80 m starken, verlornen Lias ergänzt, an 700 m und mehr gehabt haben, so daß die Lydite des Fichtelgebirges zu uns gelangen konnten“[2]).

Wenn nun Bohnerze von Nordwesten, Personatensandsteine von Norden, Lydite von Nordosten sich in der Eichstätter Alb vereinen, so deuten diese geologischen Vorkommnisse unverkennbar auf eine Drainierung des Jura Nord-Süd in der Richtung

[1]) Wilhelm, Graf zu Leiningen: Über Kantengerölle aus der Umgegend von Nürnberg. Mitteilungen der Geogr. Gesellschaft München. 3. Bd. 2. Heft 1908.

[2]) Schwertschlager a. a. O. S. 61, 65.

unseres Trockentales vor Wellheim hin, wahrscheinlich noch mehr in der Linie des großen, alten Tales von Adelschlag. Damit wird auch unsere Anschauung eines Ost-Westlaufes der Altmühl geologisch wesentlich gestützt.

Hochinteressant ist, was Neumayr[1]) in dieser Richtung sagt: „Da im allgemeinen ein leichtes Ansteigen der Schichten gegen Nordwesten vorherrscht, und demnach an dem nördlichen und westlichen Rande die Trockenlegung (und damit die Hydrographie) begonnen zu haben scheint, so müßte man erwarten, daß die Flüsse alle gegen Süden und Osten, speziell in unserm Fall, daß Main und Neckar in die Donau abfließen; es wären das Verhältnisse, wie sie uns das Pariser Becken darstellt.

Dem ist aber gegenüber zu halten, daß in flachen Ländern die Flußläufe großen Schwankungen ausgesetzt, und daß nach Fraas, v. Gümbel und Sueß das süddeutsche Stufenland ein Senkungsgebiet ist, in welchem ein ganzes Netzwerk von Brüchen verläuft. Die einzelnen Schollen sind zwischen den Spalten niedergebrochen, es hat also eine tektonische Veränderung des Reliefs stattgefunden, das gerade unter den vorhandenen Bedingungen eine Veränderung der Flußläufe hervorbringen konnte. In der Tat sehen wir, daß die Talwege, die Flüsse unseres Gebietes zahlreiche Anhaltspunkte für eine solche Annahme bieten; vor allem kann der Lauf des Mains mit seinen großartigen Kniebiegungen kein ursprünglicher, das jetzige Tal muß aus verschiedenen heterogenen Stücken zusammengesetzt sein, es sind in ihm Teile verschiedener ursprünglich von einander getrennter Drainierungssysteme vereinigt. Am deutlichsten tritt die ursprüngliche Gestaltung im östlichen Teile unseres Gebietes hervor. Die Altmühl, welche in einem seichten Cañon den Steilrand des Jura durchbricht, war aller Wahrscheinlichkeit nach früher eine der Hauptflußadern unseres Terrains, während die Talsohle für die heutige Wassermenge viel zu groß ist. Schon die Oberflächenverhältnisse machen es wahrscheinlich, daß der Oberlauf des Mains oberhalb Bamberg sich durch das Regnitztal in die Altmühl ergossen habe[2]); dafür

[1]) Melchior Neumayr, Die geographische Verbreitung der Juraformation. Denkschriften der Kaiserl. Akademie der Wissenschaften. Mathematische Naturwissenschaftliche Klasse. 50. Bd. Wien 1885. S. 69.

[2]) Von mir gesperrt gedruckt.

spricht namentlich auch das abnorme Verhältnis, daß ein großer Teil der Nebenflüsse der Regnitz unter einem stumpfen Winkel gegen die heutige Richtung der Wasserläufe einmündet".

Ich habe es für nötig gehalten, diesen wichtigen Passus wörtlich und ausführlich zu bringen. Denn es geht deutlich daraus hervor, daß eine völlige Umkehr der Laufrichtung eines Flusses auf der Juraebene keineswegs eine besondere Erscheinung ist, denn die ganze Regnitz hat demnach heute eine der früheren entgegengesetzte Flußrichtung.

Ferner erscheint es mir von großer Wichtigkeit, daß Neumayr den Talweg, Nord-Süd-Main-Altmühl — ins Auge faßte, das weist auf die auch vom Wellheimertal eingenommene Mulde hin. Dadurch wird nämlich wieder dargetan, daß gleich der Pappenheimer Altmühl auch die Altmühl von Eichstätt ein Nebenfluß dieses Muldenflusses — Main-Regnitz gewesen sein muß. Also wieder ein Beweis, daß unsere Altmühl einstens nach Westen geflossen ist.

Anfügen möchte ich hier noch eine Bemerkung, die ich aber ausschließlich als Vermutung betrachtet wissen will. Es ist eine bekannte Tatsache, daß der Jura viele Trockentäler aufzuweisen hat; die meisten wohl Wirkungen des Wassers. Aber dem Trockental von Adelschlag muß ich einige Worte widmen. Es ist mir dies Tal nämlich in hohem Maße verdächtig, daß in ihm einmal ein Hauptwasserzug von Nord nach Süd durchgegangen ist. Es muß gegenüber dem trefflich erhaltenen Trockental von Wellheim unendlich älter sein, da nur mehr Rudimente, eigentlich nur mehr der Talweg selbst vorhanden ist; denn ob ich einige scharfe Ränder bei Tauberfeld als Reste einstiger Talwandung ansehen darf, will ich nicht entscheiden. Aber ein ausgesprochener Talcharakter drängte sich mir immer wieder auf, so oft ich das Tal bereiste[1]); doch ist es viel breiter, großzügiger als unser Trockental und am Ausgang gegen Ingolstadt ist der ganze Jura nivelliert.

Geologische Beweise (etwaige nordische Gerölle), fehlen für meine Vermutung meines Wissens vollständig. Aber auch Neumayr stützt sich, und das registriere ich mit ganz besonderer Genugtuung, bei seinen Ausführungen ebenfalls auf geographische

[1]) Unterm 18. August 1902 schrieb ich in mein Notizbuch: „Das Tal von Adelschlag ist auch für Laien erkenntlich".

Beweise. In der Tat, die Furchen im Antlitz einer Landschaft erzählen viel von dem Geschicke derselben und die stark ausgebildete Skulptur widersteht der allgemeinen Denudation doch sicherlich länger als oft lose zerstreutes, oft bröckeliges Gerölle.

Hinweisen möchte ich auf folgende Zahlen: Bahnhof Eichstätt 399 m, Adelschlag 436 m, dann 430 m, Tauberfeld (Ort) 417 m, Eitersheim (Ort) 404 m, Gaimershaim (Station) 389 m. Ringsum steigen hart am Rande des Tales eine Reihe von Höhen von 499 m, 476, 485, 460, 470 m; nahe bei Tauberfeld haben das Tal begleitende Höhen 435 und 464 m. Das ergibt heute noch eine Talmulde von 50—60 m.

Gemeinsam mit unserm Trockental hat es eine teilweise parallele Richtung und vor allem den merkwürdigen Umstand, daß der Scheitelpunkt des Tales sehr nahe der Altmühl und sehr weit von der Donau verlegt ist; somit wieder ein Nord—Süd—Erosion. Gegen das Altmühltal verläuft es als sehr steil gehaltenes Trockental, das oben bei der Schlinge von Obereichstätt erwähnt wurde. Ob das Tal Tauberfeld—Adelschlag eine deutlich nachweisbare Fortsetzung nördlich des Altmühltales hat, weiß ich nicht, da ich die Gegend gegen die Rezat—Regnitz hinab nicht mehr durchstreift habe. Bemerkenswert ist noch, daß dieses Tal mehr oder weniger auf die Pappenheimer Altmühl hinweist, und daß die Schutter etwas parallel läuft.

Also immer wieder, geologisch und geographisch gestützt, drängt sich förmlich die Tatsache auf, daß die Altmühl einen dem heutigen entgegengesetzten Lauf hatte. Diese Erscheinung ist nicht absonderlich; Neumayr nimmt sie auch für die Rezat an; nach Penck und Thürach ist die Donau durch das Tal von Pappenheim zur Rezat gegangen, das würde natürlich die entgegengesetze Strömung von heute bedeuten und damit eine Umkehrung des Flusses von Pappenheim. —

Interessant ist, was Penck über die Herkunft der obermiocänen Gerölle von Südbayern schreibt: „Sie stellen die Ablagerungen eines großen Stromes dar, welcher die Alpen ungefähr zwischen Salzach und Enns verließ und, am Nordsaume von deren Vorlande westwärts fließend, sein Gerölle bis in die Gegend von Augsburg verbreitete. Eine mächtige tertiäre Quarzschotterbildung nimmt den Nordosten der oberdeutschen Hochebene ein. An diese legen sich nach Südwesten zu die feineren

Sedimente des Stromes, zunächst weiße Sande an, welche dann allmählich von Mergeln abgelöst werden. Dies also angedeutete ostwestliche Gefälle der Hochebene am Schlusse der Obermiocänepoche ist seitdem durch die im Westen mächtiger als im Osten auftretenden Hebungen völlig umgetauscht worden, und erst in jüngster geologischer Vergangenheit erhielt das ganze Alpenvorland seine sanfte Abdachung nach Osten“ [1]).

Damit ist also auch hier eine völlige Umkehr der hydrographischen Verhältnisse von Südbayern dargetan.

Ob die alte Altmühlmündung im Westen mit der einstigen tieferen Erosionsbasis der Donau im Westen in Zusammenhang gebracht werden kann, vermag ich nicht zu sagen. Die Erosionsbasis von heute im Osten hatte aber zweifellos sehr großen Einfluß auf die heutige Mündung unseres Tales im Osten. Also nicht bloß eine ganze Reihe von Detailerscheinungen sprechen für einen Ost—Westlauf der Altmühl, sondern auch allgemeine geologische-geographische Gesichtspunkte unterstützen diese meine Ansicht.

Wenn die Geologen, wie schon erwähnt, immer wieder betonen, daß der wagrechte Bau des Jura seit seinem Auftauchen eine Äenderung nicht erlitten hat, so drückt sich das geographisch zweifellos in der außergewöhnlichen Neigung des Flusses zum Serpentinieren aus. Nachträglich scheint aber doch, wie Schwertschlager und Thürach dartun und wie auch in mündlicher Mitteilung Reuter sich äußert, der Jura eine Neigung nach Südost zu verraten. Auch die Kreide ist dorthin abgesunken und liegt nach Gümbel[2]) bei Regensburg um 60 m tiefer.

Von größter Bedeutung für unsere Altmühl ist natürlich die Tatsache, daß am Rande des Donautales der Jura tief eingesunken ist. Damit wird aber durch einen bedeutsamen geologischen Vorgang die Entstehungsgeschichte des Altmühltales mit der Entstehung und Entwickung der bayerischen Donau aufs innigste verknüpft.

Flußablenkungen und Flußänderungen.

Damit kommen wir nun zur wichtigen Frage: Warum schlug die Altmühl die heutige, die entgegengesetzte Richtung ein?

---

[1]) Penck, Das deutsche Reich. S. 164.

[2]) Geograph. Beschreibung der fränk. Alb. Kassel. Thed. Fischer. S. 606.

Wir müssen jetzt weiter ausschauen und vor allem unsern Blick auf die oberdeutsche Talbildung überhaupt werfen. Rhein- und Donautal beeinflußten sämtliche Täler von den nördlichen Alpen bis zur norddeutschen Tiefebene: präziser ausgedrückt die Höhen- oder Tiefenlage des Stromes beherrscht das Flußsystem, die Erosionsbasis ist von maßgebender Bedeutung.

Donau- und Rheintal gehören in ihrer Senkung nach Gümbel der oligocänen Zeit an. Nun sank aber das Rheintal auf fast Null herab, da ja die heutige Höhe von 100 m und darunter durch Geröllanhäufungen vielfach wieder gewonnen wurde.

Die Wasser haben nun alle das gesetzliche Bestreben, auf kürzestem Wege die Erosionsbasis zu erreichen, nichts, selbst das höchste Gebirge wie der Himalaya zeigt, hält sie von der Erfüllung dieser strengen Forderung ab. „Nicht die Schichtenzerreißung, nicht die Spaltenbildung, sondern der Fall des Bodens ist die Hauptursache und unerläßliche Bedingung der Talbildung“[1]).

In dieser Richtung kämpfen auch, wie allbekannt, Donau und Rhein seit ihrer Entstehung miteinander um Raum und Wasserkraft, ein Kampf der Quellen und Flüsse, wie ihn Heim so anschaulich im Inn- und Rheinursprung schildert[2]).

Daß der Rhein in seiner durchschnittlich um vielleicht 400 m tieferen Erosionsbasis die Donau vielfach überflügelt hat, ist eine längst bekannte Tatsache und wir können Verluste der Donau, speziell der Altmühl verzeichnen: die oberste Quelle der Donau, die Wutach ist bereits dem Rheine anheimgefallen. Der Neckar hat nach Penck[3]) den großen Faulenbach an sich gerissen und schmiegt sich immer mehr an die jetzigen Quellen der Donau heran, der aber vom Wutachtal her durch den Krottenbach eine noch größere Gefahr der Ablenkung droht. Aus dem Hardtgebirge heraus eilen die Wieslauter, der Speierbach, die Isenach mitten durch das Gebirge hindurch — die Quellen sind weit nach rückwärts hinter die Hardt verlegt — dem Rheine zu. Einstens aber gingen viele Pfälzer Flüßchen nach Westen zum Kreidebecken von Paris[4]). Wie ich in einer Studie über

[1]) Hartung, Beitrag und Kenntnis von Tal- und Seenbildung. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. 13. Bd. S. 265.

[2]) Vergl. Löwl, Talbildung. Prag 1884. Dominikus. S. 60.

[3]) Penck, Talgeschichte der obersten Donau. 28. Heft der Schriften des „Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung“.

[4]) Leppla, Westpfälzische Moorniederung.

das westpfälzische Lautertal nachzuweisen versuchte, geschah diese Ablenkung durch rückschreitende Erosion[1]).

Auch die Altmühl hat bereits die schwäbische Rezat verloren, die zweifellos ihrer Richtung nach einstens gegen Süden floß und nach der tiefer liegenden Erosionsbasis des Main abgelenkt wurde.

Nach Neumayr ist die ganze Regnitz und ein Stück des Main, und wie ich anzunehmen gezwungen bin, auch ein Teil der Sulz der Altmühl entfremdet worden. Nach Schwertschlager[2]) wurde durch die gewaltige Denudation im jetzigen Keuperlande Württemberg und Bayerns, deren Erosionsprodukte in der rauhen Alb ausschließlich, in der Frankenalb vorwiegend dem Rheine zuflossen, der Oberlauf der Altmühl ins Flachland verlegt, und es blieben ihr nur jene Flüsse erhalten, die fast ausschließlich bereits in der mesozoischen Zeit ihre tiefen Täler im Jura anlegten. Die weiter nordwestlich gelegenen, noch im Alttertiär vorhandenen Talstrecken wurden wirklich vom Pegnitz- und Maingebiet okkupiert.“ Also ist der Jura mit seiner stillen, toten Altmühl heute nur mehr eine Insel gegen das große Flußgebiet in der Kreidezeit und noch später. Und damit komme ich endlich auch zur Erklärung des veränderten Altmühllaufes.

Das Altmühltal gegen Kelheim und die Ursache der Änderung des Altmühllaufes.

Beginnen wir wieder mit der lokalen Beobachtung. Der letzte Talabschnitt von Riedenburg hat grundverschiedenen Charakter gegenüber den andern drei Talabschnitten von Eichstätt, Pappenheim und Wellheim. Gegenüber einer Talbreite der alten Altmühl von 800—1000 m verengt sich das Tal gegen Kelheim dauernd auf 200—100 m. Wir haben den jugendlichen V-Schnitt vor uns. „Die Breitsohligkeit der Täler ist ein Kennzeichen ihrer Reife, die Steilwandigkeit ihrer unteren Gehängepartien

[1]) Penck a. a. O. „Es kann nur eine Frage der Zeit sein, daß das ganze oberste Donaugebiet dem Rhein angegliedert wird, da die dem Rheine zufließenden Gewässer ein stärkeres Gefälle als die Flüsse des Donaugebietes haben“ (S. 7). Unter diesem Gesetze allein konnte auch ich die Durchbruchsflüßchen der Hardt verstehen. Bayberger, Über das nordwestpfälz. Lautertal 2. Ausgabe. Dürkheim/Hardt. Rheinberger.

[2]) a. a. O. S. 68.

ein Merkmal ihrer Jugendlichkeit“ [1]). Und diese kurze, gerade und energische Talvertiefung ist der gesamten Altmühl von der Quelle bis Rennertshofen—Riedenburg vollkommen fremd. Für diese jugendliche Talform gibt uns der geologische Bau keinen Aufschluß: denn wir haben in der unteren Altmühl dieselbe jurassische Formation wie im übrigen Tale, und es bleibt ganz unverständlich, warum, bei einem steten, heutigen West—Ostlaufe der Altmühl, bei ganz gleichen geologischen und geographischen Voraussetzungen, nicht die gleiche Breite, und noch mehr nämlich 800—900 m entwickelt wurde und die charakteristische Serpentinform der Altmühl plötzlich aufhört. Gleich den Tälern der Wörnitz, der Sulz, der Naab hätte das Ausgangstal breiter und breiter sich entfalten müssen; um so mehr, als der Altmühl eine größere Wassermenge als den übrigen Juraflüssen zu Gebote stand und die größten Zuflüsse erst gegen den Ausgang zu einmünden.

Mehr als im übrigen Juratale fand ich starke Auskolkungen [2]) an den Wänden, hier unverkennbar Merkzeichen der Talerosion. Ihre gute Erhaltung scheint mir auf ein jüngeres Alter dieses Talabschnittes hinzuweisen. Unter den bei Schwertschlager und Kugler angeführten Höhlen ist wohl das Schulerloch bei Alt-Neuessing, also in unserm letzten Talabschnitt zu den bedeutendsten zu zählen.

Werfen wir einen Blick auf die hydrographische Karte, so erscheint uns die Verteilung der Wasseradern in unserm Jura und im Gebiete nördlich davon gegen den Main hinab geradezu erstaunlich. Wie ein leerer Fleck nimmt sich unser Jura gegen das nördliche Terrain mit dem zahllosen Wassergeäder aus. Und doch fällt über die Gesamtlandschaft die gleiche Regenmenge nieder. Es muß also im Jura eine starke unterirdische Wasserzirkulation und damit eine starke Höhlenbildung angenommen werden. Diese Höhlenbildung tritt auch tatsächlich im fränkischen Jura von Muggendorf—Streitberg, und wie ich annehme, vor allem deshalb zutage, weil sich die dortigen Flüßchen bereits unter den Höhlenhorizont eingeschnitten haben [5]). Zu diesem

[1]) Penck-Brückner a. a. O. S. 44.

[2]) In solch schöner Ausbildung sah ich sie nur wieder am Paß Lueg im Salzachtal.

[3]) a. a. O. S. 21. [4]) a. a. O. S. 32.

[5]) Diese Höhlenbildung mit unterirdischem Quellsystem kommt auch in

tiefen Schnitt rechne ich auch unser letztes Talstück, es ist somit eine charakteristische, jüngere Erscheinung.

Wenn nach Schwertschlager der Jura eine Neigung verrät, nach Südost abzusinken, so kann das die Umkehr der Altmühl gewiß gefördert haben; aber die eigentliche Ursache der Flußablenkung sehe ich in der tiefen Lage des Donautales. Die Erosionsbasis der Donau von Kelheim beträgt heute 344 m, bei Rennertshofen 409 m, gibt für die Altmühl einen Mündungsvorsprung von 65 m.

Vom Jura herab zur Donau herein haben wir heute noch wiederholt Flüßchen mit ziemlich geradem Schnitt, ähnlich unserm letzten Altmühltal, — als kurze, senkrechte Küstenflüßchen ursprünglich anzusehen. Ich nenne hier das naheliegende, mit unserm Tale parallele Flüßchen, den Tettenbach. Durch ein starkes Gefälle — einstens auf etwa 10 km 120 m — greift der Bach nach rückwärts gegen den Schambach vor, den er sich immer mehr dienstbar macht. Auf weiterem Wege trifft er die Altmühl bei Riedenburg und deutet damit einen Prozeß an, wie er gegen Kelheim hinaus sich vollzogen hat. Denn ich bin gezwungen, zwischen dem Tettenbach und der Schwarzen Laaber ein Flüßchen einzuschalten, da ein vielleicht 40 km langes Terrain mit beträchtlichen Höhen unmöglich ohne Wasserlauf zur tiefen Donau herab zu denken ist. Und da hält unsere Altmühl von Alt- und Neu-Essing gerade die Mitte zwischen Tettenbach und Laaber. Und dieser Fluß hat nach meiner Meinung in seinem energischen Rückwärtseinschneiden die Altmühl bei Riedenburg gefaßt und auf kürzestem Wege zur Donau geführt. Er mußte sehr kräftig wirken, da er auf eine Entfernung von etwa 10 km von der heutigen Höhe von Randeck und Prunn von 540 m auf 344 m bei Kelheim, also heute noch (und seit geologischer Zeit wurden ja die Höhen erniedrigt) ein Gefälle von 200 m auf nur 10 km hatte, somit eine starke

der Temperatur zum Ausdruck: Die langsame, nahezu stille stehende Altmühl gefriert nämlich fast niemals zu, zweifellos durch unterirdische Quellen, die dort etwa 8^0—$8^1/_2{}^0$ haben werden, verursacht.

Beim Bau des Donau-Mainkanals stieß man zwischen Dietfurt und Kelheim im Altmühl beim Aufgraben des Grundes häufig auf Quellen. Schultheiß, Der Ludwigs-Kanal. Nürnberg 1847. S. 92.

[1]) Nach Löwl a. a. O. sind alle Durchbruchstäler auf rückschreitende Erosion zurückzuführen. S. 67.

Schnittkraft besaß, die den geraden Schnitt der untersten Altmühl verursachte und auch erklärlich macht.

Und bei Prunn muß ich die einstige Wasserscheide ansetzen, denn in dieser Richtung streichen auch die höchsten schon oben erwähnten Erhebungen des östlichen Jura.

Wie nun einmal die Altmühl der tieferen Erosionsbasis folgte, mußte das um 59 m höher gelegene Tal von Wellheim außer Dienst gestellt und damit ein Trockental werden.

Diese Differenz von 59 m ist außerordentlich überraschend, da auch die Donau wie die oben erwähnten Iller- und Lechterrassen klar beweisen, seit ihrem spättertiären Entstehen um etwa denselben Betrag im Jura sich eintiefte. Damit wäre eine ganz merkwürdige Korrespondenz zwischen Haupt- und Nebental gegeben und der Beginn der rückschreitenden Erosion, der Ablenkung unserer Altmühl aufs innigste mit der Ausbildung der Donau verknüpft.

Vielleicht ist dieser Prozeß schon in der Kreidezeit eingeleitet worden, da starke Senkungen in der Richtung des Donautales nachweisbar sind. Senkungen haben zweifellos noch im Tertiär stattgefunden, denn nur durch eine Senkung ist die merkwürdige, rechtwinklige Ablenkung der Abens zu erklären. Die Ebene von Abensberg gibt nicht die geringste Aufklärung, warum das Flüßchen das große Tal von Saal ohne alle Veranlassung, ohne daß irgend ein Hindernis vorhanden wäre, gemieden hat, nachdem doch die Richtung der Abens gegen das Trockental hinweist. Zweifellos hat eine Senkung des Donautales die Abens aus ihrer normalen Richtung gebracht. Hier sei auch an den großen Einbruch von Pöttmes erinnert. Zurzeit scheinen aber im Donautale sehr stabile Verhältnisse eingetreten zu sein. Die bei der oberrheinischen Grabenversenkung so häufigen und oft starken Erdbeben kehren im Donautale nicht in diesem Maße wieder. J. B. Messerschmitt teilt mir darüber mit: „In der Gegend von Donauwörth, Dillingen und Neuburg sind auch in neuerer Zeit Beben beobachtet worden, die dem Anschein nach endogen waren, also nicht aus dem Ries stammen. Die Erdbeben bei Regensburg und Passau jedoch dürften alle nur Ausläufer entfernterer (österreichischer) Herde sein.“

Seit sehr alter Zeit sind also Senkungen im Donautale nach-

gewiesen. Inwieferne sie Einfluß auf die rückschreitende Erosion und der Flußwendung im Altmühltal hatten, entzieht sich meiner Beurteilung. Hervorzuheben ist, daß das Durchbruchstal Riedenburg-Prunn-Kelheim eine gewisse Vollendung zeigt. „Das ganze Altmühltal hat sich zu einem einheitlichen Gefälle so ziemlich ausgeglichen." (Schwertschlager.)

Diese rückschreitende Erosion wiederholt sich in unserm Gebiet noch mehrmals. Das große Trockental von Adelschlag zeigt den Scheitelpunkt vom Donauniveau herein weit nach rückwärts verlegt; der Scheitelpunkt der beiden Trockentäler von Sinning und Oberhausen liegt hart am westlichen Eingang der Täler, wieder ein Hinweis auf die Wirkung der tiefen Lage der Donau. Und ganz genau so liegen die Verhältnisse beim Trockental von Thaldorf-Saal. Ähnlich beim Tettenbach. Diese Talentwicklung hat zweifellos schon in der Tertiärzeit eingesetzt. Alles das entwickelt sich im Sinne der gesetzlichen Talbildung, wonach mit dem Tieferlegen des Haupttales, um die regelgerechte Talkurve beizubehalten, stets ein Tiefersinken der Nebentäler und damit eine rückschreitende Erosion eingeleitet wird.

Heute ist die Erosion am Nullpunkt angelangt. Denn die Altmühl verwächst, selbst im engen Durchbruch sah ich Arbeiter beim Ausbaggern von Wasserpflanzen, die nicht gedeihen könnten, wenn ein Geschiebetransport das Flußbett ausschürfen würde. Das Flußbett und Flußtal sah ich voll eckiger, kantiger Geschiebe, also keine Abrundung, kein Gerölle, und unser letzter Talabschnitt hat so viel Schutt in seiner Sohle liegen, daß dieser beim Ludwigs-Donau-Main-Kanalbau ordentlich zu schaffen machte.

Also haben wir auch im jüngsten Abschnitt unseres Tales bereits eine müde Erosion. „Die Täler der Juraplatte sind sehr alt[1])". Aber wenn auch Schwertschlager den Beginn der Talbildung der Altmühl bereits in die Kreidezeit verlegt, so muß doch ein äußerst wichtiger Vorgang, der erst im Spättertiar einsetzt, nämlich die Entstehung und Entwicklung der Donau, ins Auge gefaßt werden; denn die Geschichte des Donautales ist auch die Entwicklungsgeschichte der Nebentäler. Nun kann die Donau nicht früher entstanden sein, als bis die obermiocänen Wasser abgelaufen waren. Schwertschlager äußert sich S. 63

[1]) Penck, Das Deutsche Reich. S. 237.

darüber: „Erst im Pliocän deuten Sandablagerungen mit Säugetierresten in einem Teil des jetzigen Donautales auf fließendes Wasser. Vor dieser Zeit gab es in Bayern keine Donau, die Altmühl war bis dorthin ein Küstenfluß". „In die Obermiocänzeit fällt die Entstehung der heutigen Haupttäler, jetzt bildete sich das Tal der Donau aus"[1]).

Nun muß aber diese spättertiäre Zeit ziemlich lange gedauert haben. Wie die Donau mit dem Trockenwerden des Landes ihre Entwicklung begann, harrte ihrer viel Arbeit: wegzuschaffen war ein enormer Schutt tertiären Gerölles und Sandes zwischen Ulm und Passau, und das ist in einer Breite von 10 und mehr Kilometern und in einer relativen Höhe von vielleicht 100—150 m geschehen; einzuschneiden waren die Juravorsprünge von Neuburg, Vohburg und Weltenburg und vor allem ein tiefer und verhältnismäßig breiter Schnitt in das böhmische Massiv von Vilshofen bis Passau und noch weiter. Diese bedeutende Talerosion erscheint mir als der Ausdruck einer langen Epoche. Diese lange Zeit drückt sich nach Penck-Brückner auch darin aus, daß die südbayerische Ebene verflachte, infolgedessen die glacialen Schotter sich in so großen Gebreiten ablagern konnten[2]). „Die Bodengestalt nordöstlich der Alpen erscheint uns in präglacialer Zeit nicht wesentlich anders als gegenwärtig. Die Donau war fast so tief eingeschnitten wie heute[3])". Und die Talfurche der Donau lag auch nach den hohen Iller-Lechterrassen und den nicht minder hochgelegenen von Passau um 50—60 m in der Tertiärzeit höher als heute. Da verschwindet die Tätigkeit und Wirksamkeit der diluvialen Donau nahezu vollkommen.

In Anbetracht des äußerst geringen Gefälles und der geringen Wassermasse ist die Größe und Breite des Altmühltals staunenswert. Die erosive Leistung der Donau bei der Klamm von Weltenburg wird durch die gesamte Talentwicklung der Altmühl außerordentlich übertroffen. Wieder müssen wir dadurch ein höheres Alter des Tales und eine einstens größere Wassermasse der Altmühl annehmen. Und doch kann die letzte Vollendung erst mit der Ausbildung des Donautales vor sich gegangen sein. „Die Flüsse hatten vor der Eiszeit offenbar Zeit genug, sich dem

[1]) Penck, Das Deutsche Reich. S. 104.
[2]) Penck-Brückner a. a. O. S. 116.
[3]) Penck-Brückner a. a. O. S. 75.

Ausschnitte aus dem Topogr. Atlas von Bayern 1:50000. Top. Bur. 1909.

Niveau der Donau bei ihrem Durchgang durch das krystallinische Gebirge anzupassen und die Täler bis zur heutigen Sohle zu erniedrigen".

Und diese Tieferlegung bei Passau hat sämtliche Donaunebenflüsse natürlich auch die Juraflüsse neu belebt und besonders jene Küstenflüsse zu starker Erosion veranlaßt, die am nächsten dem tiefsten Punkte der Erosionsbasis waren. Und da ist unser ursprünglich sehr steil gehaltenes, tiefes und gerades Tal von Essing-Randeck durch rückschreitende Erosion für die Altmühl von maßgebender Bedeutung geworden.

Es muß also nach allem der wichtige Prozeß der Umkehr der Altmühl zum heutigen Laufe in strenger Anpassung an die Entstehungsgeschichte des Donautales an den Ausgang des Tertiär verlegt werden.

Das Wellheimer Trockental kann also nach allem Mitgeteilten unmöglich das Produkt der Pappenheimer Altmühl, noch viel weniger von der Donau ausgefurcht worden sein. Es ist das Erosionstal der vereinigten Altmühl von Pappenheim und Eichstätt und eine ganze Reihe von Tatsachen und Erscheinungen sprechen auch für einen früheren Lauf der Altmühl von Osten nach Westen. Als dann mit der Entstehung und Vertiefung des Donautales in obermiocäner Zeit eine kräftige Erosion einsetzte, da wurde durch ein Flüßchen von Kelheim herein die Altmühl durch rückschreitende Erosion zum heutigen Laufe veranlaßt und dadurch das Tal von Wellheim außer Dienst gestellt und ein Trockental.

Inhaltsverzeichnis.

Das Trockental von Wellheim 179
Das Altmühltal von Pappenheim 184
Die tertiäre Donau 186
Die diluviale Donau 196
Das Altmühltal von Eichstätt 211
Flußablenkungen und Flußänderungen 225
Das Altmühltal gegen Kelheim und die Ursache der Änderung des Altmühllaufes 227

Der Isthmus von Tehuantepec.

Vortrag gehalten am 28. Januar 1909.

Von Dr. H. Ross.

Der Vortragende besuchte mit der Schlußexkursion des X. Internationalen Geologenkongresses, der in der Hauptstadt Mexiko im September 1906 tagte, den Isthmus von Tehuantepec. Nach dieser Exkursion hielt sich derselbe dann noch einige Zeit zum Zwecke des Studiums der Pflanzenwelt auf Kautschukplantagen im tropischen Regenwalde sowie in Coatzacoalcos, jetzt Puerto Mexico, auf.

Nach einer allgemeinen Schilderung der geographischen und geologischen Verhältnisse des Isthmus[1]) wird die Eisenbahn, welche denselben von N. nach S. durchquert, kurz beschrieben. Ferner werden die großartigen, mit allen der Neuzeit entsprechenden Einrichtungen zum Aus- und Einladen der Schiffe versehenen Endhäfen an den beiden Endpunkten derselben, Puerto Mexiko, an der Mündung des Rio Coatzacoalcos auf der atlantischen Seite und Salina Cruz auf der pazifischen Seite geschildert.

Die Eisenbahn war bereits 1894 vollendet, aber so schlecht gebaut, daß sie größeren Verkehrsansprüchen nicht genügen konnte. Erst neuerdings, nachdem die mexikanische Regierung durch die Weltfirma S. Pearson & Son die Eisenbahn und die Endhäfen hat ausbauen lassen, ist das großartige Unternehmen in ausgezeichneter Weise durchgeführt worden. Im Gegensatz zu dem Kanal von Panama, dessen endgiltige Vollendung durch die Vereinigten Staaten von Nordamerika nicht zu bezweifeln ist, was aber immerhin noch eine lange Reihe von Jahren dauern dürfte, stehen wir hier vor einem jetzt fertigen Unternehmen, das schon seine Probe als wichtiger Faktor für den Weltverkehr bestanden hat. Im Jahre 1908 wurde der Verkehr offiziell durch den Präsidenten der Republik, Don Porfirio Dias, eröffnet. Die Vorteile für den Verkehr über den Isthmus von Tehuantepec liegen ferner in der nördlichen Lage desselben, wodurch je nach

[1]) Vgl. Böse, E. Excursion à l'Isthme de Tehuantepec. Guide des excursions du X. Congrès Geolog. Internat. Mexico 1906. — Zahn, G. W. von. Der Isthmus von Tehuantepec. Zeitschrift der Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin, Jahrgang 1907.

den Ausgangshäfen im Verhältnis zu dem Wege über Panama 1000, oder sogar 1500 Seemeilen erspart werden. Wahrscheinlich werden die Umlade- und Transportkosten von einer Seite des Isthmus zur anderen auch immer niedriger sein als die Kanalabgaben[1]).

Eingehender behandelt der Vortragende die Pflanzenwelt des Isthmus im Anschluß an die klimatischen Verhältnisse an der Hand zahlreicher Vegetationsbilder.

Der zunächst der Küste sich ausbreitende Teil der atlantischen Ebene ist von Savanne bedeckt, die nach und nach mit zunehmender Feuchtigkeit in immer üppiger werdenden tropischen Regenwald übergeht, dessen wesentlichste Charakterzüge kurz angedeutet und etwas ausführlicher die Überpflanzen oder Epiphyten besprochen wurden. Dieses Gebiet ist auch besonders bemerkenswert als Heimat des Kakao und des Kautschukbaumes Castilloa elastica. In den nördlich angrenzenden Wäldern ist auch das Vaterland der Vanille. Alle diese Pflanzen werden daher hier mit bestem Erfolge angebaut. Der Vortragende schildert dann die Kultur des genannten Kautschukbaumes, wie er sie auf den betreffenden Plantagen kennen gelernt hatte.

Kurze Erwähnung finden auch die Blattschneiderameisen und ihre Tätigkeit im Urwalde, sowie die vielfachen Beziehungen zwischen Ameisen und Pflanzenwelt, besonders an der Hand der bekannten Ameisenpflanze Cecropia, von der jetzt auch nachgewiesen ist, daß bei ihr kein symbiotisches Verhältnis zwischen Pflanze und Ameisen besteht.

In der Entfernung von etwa 100 km von der Küste des atlantischen Ozeans beginnt die Kordillere, deren niedrigste Stelle nur 210 m über dem Meeresspiegel liegt. Der Abfall nach N., d. h. nach der atlantischen Ebene, ist ein allmählicher, so daß die Eisenbahn die verhältnismäßig geringe Höhe ohne große Schwierigkeit überwindet. Die Kordillere besteht hier hauptsächlich aus kleineren Hochebenen, die von etwas höheren Bergzügen eingefaßt werden. Auf einem derartigen, 176 m hohen Plateau hat die Eisenbahngesellschaft ihren Hauptsitz für Verwaltung, Werkstätten usw., die Ortschaft Rincon Antonio, angelegt. Während am Fuße der Kordillere bei etwa 80 m Höhe noch üppiger Urwald herrscht, befinden

[1]) Vgl. Mexican Isthmus (Tehuantepec) Railway. Diplomatic and Consular Reports no. 658 London, 1907.

wir uns hier auf einer eigenartigen Grasflur, die in manchen Hinsichten an die Matten unserer Gebirge erinnert. Holzgewächse treten überall sehr zurück und bilden höchstens lichte Haine. Ähnliche Verhältnisse zeigt die benachbarte Ebene bei Chivela. Die geringe Höhe erklärt eine derartige Veränderung nicht. Ebenso ist der Unterschied in Bezug auf die Niederschläge wohl nicht so groß, daß Wald hier nicht mehr zur Ausbilduug gelangen könnte. Die Ursache der eigenartigen Vegetationsverhältnisse dürfte vielmehr in den hier herrschenden starken Winden zu suchen sein. Sowohl der im Sommer wehende Nordostpassat als auch die im Winter vorherrschenden, von den großen Ebenen des Missisippi kommenden Nordwinde streichen an den östlichen hohen Ketten des mexikanischen Hochlandes und seiner südlichen Fortsetzung entlang und fangen sich in dieser trichterartigen Einsenkung der Kordillere. Der Ausgang für diese meistens als heftige Stürme auftretenden Winde ist der Paß von Chivela, durch den sie auch in die pazifische Ebene gelangen und sich recht unliebsam noch an den Küsten des Stillen Ozeans bemerkbar machen.

Die Wasserscheide liegt, wie meistens, nahe dem Abfall zum Stillen Ozean. Dieser südliche Abfall ist steil und schroff und bot für den Bau der Eisenbahn vielfach große Schwierigkeiten. Die Vegetation desselben besteht zum großen Teil aus lichten Wäldern, deren niedrige, meistens kleines, hartes Laub tragende Bäume gar nichts von der Üppigkeit zeigen, welche auf der atlantischen Seite herrscht. Die hier bedeutend geringeren Niederschläge, vor allen Dingen eine lange, ununterbrochene Trockenzeit, sind die Ursachen dieses Unterschiedes.

Die pazifische Ebene ist noch heißer und trockener als der Abhang der Kordillere, so daß die Vegetation immer dürftiger und einförmiger wird. Vielfach treten hier als charakteristische Erscheinung Kakteen auf.

Eingehend schildert der Vortragende dann die Stadt Tehuantepec, besonders das Leben und Treiben auf dem Markte. Der Melonenbaum, der wahrscheinlich auch im tropischen Mexiko heimisch ist, Zuckerrohr und Bananen werden besprochen sowie der hier lebende Indianerstamm der Zapoteken. Im Vergleich dazu werden auch die Azteken des mexikanischen Hochlandes in Bildern vorgeführt.

Zum Schluß weist der Vortragende darauf hin, daß die Hamburg-Amerika-Linie seit einiger Zeit ihre dreimal im Monat verkehrenden Postdampfer des westindisch-mexikanischen Dienstes Puerto Mexico anlaufen läßt, und im Stillen Ozean versieht die Kosmoslinie einen regelmäßigen Dienst nach den Häfen der Westküste, ein Zeichen für die hohe Bedeutung und die vorteilhaften Verhältnisse, welche der Isthmus von Tehuantepec für den Weltverkehr bietet.

Bericht über die Veranstaltungen der Gesellschaft vom Oktober 1908 bis zum Juli 1909.

Allgemeine Versammlung vom 22. Oktober 1908 im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag des Herrn Dr. Albert Tafel aus Stuttgart: *„Meine Reise in Nordwest-China und Osttibet"*. (Mit Lichtbildern.)

Dr. Tafel hatte im Jahre 1904 unseren Landsmann Filchner nach Tibet begleitet und kehrte mit ihm im Januar 1905 nach Schang-hai zurück, um sich nach Europa einzuschiffen. Da erreichten ihn Briefe des unvergeßlichen Altmeisters Frhrn. v. Richthofen, die in so eingehender und vorsorglicher Weise Wünsche und Ratschläge enthielten, daß er sich entschloß, noch ein zweites Mal nach jenen unwirtlichen Gegenden Innerasiens zurückzukehren.

Sein erstes Ziel war die Stadt Kün tschou am mittleren Yang tse kiang, von wo aus er den 1600 Meter hohen Wallfahrtsberg Wu dang besuchte, um dann das Tsin ling Gebirge etwas eingehender zu durchforschen. Dann strebte er den H'oang h'o zu erreichen, um möglichst dessen Nord-Südlauf zu erforschen. Er kam zuerst nach der Stadt Tung guan t'ing, die nicht weit unterhalb des großen Knies liegt, wo der von Norden kommende Gelbe Fluß plötzlich nach Osten umbiegt. Diese Arbeit nahm den ganzen Sommer 1905 in Anspruch. Zuerst querte er die breite Wei h'o-Senke, wo der Fluß ungemein breit ist und auf beiden Seiten von steil in ihn abfallenden Lößterrassen begleitet ist. Bei Lung mönn (Drachentor) verengt sich aber plötzlich der Fluß auf etwa 50 m, wo er mit großer Gewalt aus dem ihn bis dahin einengenden Berglande heraustritt. Es passiert hier eine Bruchlinie, wo reiche Kohlenflötze vorhanden sind und vielfach zutage treten.

Tafel zog nun flußaufwärts, der hier ein nur wenige hundert Meter breites Cañon bildet. Nirgends mündet ein namhaftes Flüßchen ein und nur selten quert eine Straße den Fluß, der wegen der starken Strömung hier fast unfahrbar ist, weshalb auch von dem Fall des H'oang h'o, der den Namen Drachenfall führt, bisher wenig bekannt wurde und den Tafel näher untersuchte. Weiter oberhalb bei der Stadt Bau dö tschou sind Stromschnellen, die durch eine festere Sandsteinplatte hervorgerufen sind. Im nördlichen Teil des Nordsüdlaufs fand Tafel in weiten pliocänen Tonschichten eine große Zahl gut erhaltener Säugetierschädel.

Tafel verließ dann den Gelben Fluß in der Nähe der großen Mauer, durchquerte die Ordos Steppe, wo er interessante geographische Aufnahmen machen konnte und erreichte im November 1905 den Sitz des Vizekönigs von Zentralasien, Lan tschou fu, wo der noch 250 m breite H'oang h'o ungemein rasch

dahinfließt. Hier finden sich ungeheure Lößmassen angehäuft. Von hier aus ging es nach dem von früher bekannten Hsi ning fu.

Anfangs Januar 1906 besuchte er den nahen 3000 m hoch gelegenen abflußlosen Salzsee Koku. Hier erlitt er aber sofort einen räuberischen Überfall, so daß er von der beabsichtigten Untersuchung dieses Sees Abstand nehmen mußte. Er rüstet sich nun für seine weitere Reise aus, wobei er sich an der Grenze von Tibet weiter umsah und auch während der Butterfestwoche das Kloster Gumbum besuchte.

Im Frühling reiste er mit 10 Begleitern nach Nord-Tibet und kam in ein 3500 m hohes wasserloses Steppenhochland. Südlich von dieser Tala-Ebene wurde das Ssemanon-Gebirge auf dem Passe Siansibai überschritten, dann kamen wieder Steppen, während weiter südlich immer höhere Bergketten folgten, die alle von WNW nach OSO streichen. Bei dem Versuch, auf dem linken H'oang h'o-Ufer so weit als möglich nach Süden durchzukommen, gelangte er nur bis zu dem Dschürnong-Fluß. Er mußte ausbiegen und machte nun schwierige Kreuz- und Querzüge um nach Süden zu gelangen, wurde aber schließlich an der weiteren Durchforschung jener in das H'oang h'o-Knie hineinziehenden mächtigen Bergketten durch die Tibeter gehindert.

Er wandte sich nunmehr wieder nordwärts um von Ts' aidum aus das Quellgebiet des H'oang h'o zu untersuchen und nach dem Yang tse kiang zu gelangen. Er erreichte den Gelben Fluß, wo er aus dem Sing su h'ai herauskommt. Dieser Name bedeutet Sternenmeer, eine weite Ebene, die mit zahllosen flachen Tümpeln angefüllt ist. Wenige Tagereisen westlich davon erreichte Tafel die eigentliche Quelle des H'oang h'o. Von hier aus zog er nach Südwesten und querte mehrere Bergketten, deren Längstäler von den früheren großen tibetanischen Inlandgletschermassen Zeugnis geben.

Ende August gelangte er an den Yang tse kiang, den er jedoch nicht überschreiten durfte. Er zog deshalb westlich. Hier wurde nun die Karawane, als Tafel wegen einer kleinen Verwundung einen Tag rastete, überfallen und fast aller ihrer Tiere beraubt. Das meiste der Sammlungen war daher verloren und es bedurfte einer dreimonatlichen Wanderung voller Mühsal, ehe Tafel wieder nach Hsi ning fu zurückkam, von wo er ausgegangen war.

Es wurde nun eine neue Expedition ausgerüstet und im Januar 1907 ging es neuerdings nach dem Süden. Tafel kreuzte zunächst den H'oang h'o an der Stelle, wo er 1904 mit Filchner vergeblich versucht hatte, den Fluß zu überschreiten. Es ist hier in Osttibet eine arme, unbevölkerte Gegend. Aber weiter wie bis Dscheku konnte er nicht kommen und er mußte daher nach Osten, wo er auf der oberen Lhasastraße im Mai Ta tsien lu und die Grenze des eigentlichen China wieder erreichte. Von hier reiste er an der Grenze entlang nach Hsi ning fu zurück, um seine dort deponierten Sammlungen abzuholen. Auch diese Reise war nicht ungefährlich, so fiel er in einen Hinterhalt, aus dem er erst nach langen Verhandlungen mit Hilfe eines chinesischen Beamten seine Karawane zurückerhielt.

Zum Schluß erreichte er noch die eigentümliche Stelle, wo der H'oang h'o, mäandrisch in einer an die 20 km breiten Sumpfebene sich hinwindend von Westen kommt und zurück nach Nordwesten weiterfließt. Es ist dies das vielgenannte tibetische Knie, das ungemein spitz und erheblich weiter östlich, als bisher angenommen wurde, nahe dem eigentlich chinesischen Gebiet gelegen ist.

Trotz der vielen Verluste, die Tafel durch die verschiedenen räuberischen Überfälle erlitten, gelang es ihm doch reiche Sammlungen und ein wertvolles geographisches Material mit nach Hause zu bringen, so daß seine Reise von dem glänzendsten Erfolge begleitet gewesen ist.

Geschlossene Versammlung vom 5. November im Bayerischen Hof. Vortrag von Prof. Dr. Hans Crammer aus Salzburg: *„Struktur und Bewegung des Gletschereises"* mit Lichtbildern.

Der Vortrag ist Seite 97—127 abgedruckt.

Allgemeine Versammlung vom 19. November im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag von Frau Prof. C. Seler in Berlin: *„Bei den Ruinen von Yucatan"* mit Lichtbildern.

Die meilenweit hingestreckten dichten Urwälder im Süden, eine ausgedehnte Sumpf- und Lagunenlandschaft im Westen trennen Yucatan seit alten Zeiten vom übrigen Festlande fast ebenso wie das Meer. Und so kommt es wohl, daß dieser Teil der mexikanischen Republik in alter und neuer Zeit manchen eigenartigen Zug in seiner Kultur aufzuweisen hat. Der nackte Fuß des Indianers und sein schlankes Kanu fanden zwar stets den Weg durch die Wälder und die Lagunen, und die alte Kultur der Mayavölker ist nicht auf Yucatan beschränkt, sondern wächst über seine Grenzen hinaus. Möglich auch, daß sie über diese Grenzen hinein gewandert ist. Denn noch ist die Frage offen, ob die mexikanische Kultur aus der Mayakultur hervorgegangen oder umgekehrt, ob beide sich parallel aus gemeinsamer Wurzel entwickelt haben.

Landschaftlich bietet Yucatan keine großen Reize. Das Land ist flach, nur im Südwesten erheben sich niedrige Hügel, die keine Kette zu bilden scheinen. In der Nähe der Küste blüht die Henequen-Kultur, und die Felder der in gleichmäßigen Reihen angepflanzten Sisal-Agave bieten einen recht langweiligen Anblick. Weiter im Innern ist das Land von niedrigem Busch bedeckt, der in der regenarmen Jahreszeit ziemlich trocken steht. Da ganz Yucatan eine niedrige Kalkplatte ist, die das Wasser schluckt, fehlt auch der Landschaft der Reiz des Wassers Mit Ausnahme einer ganz geringen Anzahl von Teichen — aguadas — gibt es kein oberirdisches Wasser. Dagegen ist das durch Pulsometer oder altmodische Wasserräder gehobene Wasser meist gut und brauchbar. Das beste wird aus sehr tiefen Ziehbrunnen gewonnen. Außerdem aber findet man Wasser in den tiefen Einbrüchen und Höhlen, wie sie im Kalk angetroffen werden.

Ebenso gleichförmig wie die Landschaft, ist die Anlage der Ortschaften und die Erscheinung der Bewohner. Da das einst dicht besiedelte Land heute nur dünn bevölkert ist, so gibt es, außer der stattlichen und reichen Hauptstadt Mérida, nur wenige größere Orte, von denen ich besuchte: Valladolid, das aber ziemlich verfallen ist, das hübsche Städtchen Izamal und Tikul. Der ländliche, also nicht-spanische Hausbau, zeigt einen länglich-runden Grundriß, umfaßt meist nur einen Raum mit zwei einander gegenüberliegenden Türen. Im Innern schaukeln im Luftzug der geöffneten Türen die Hängematten — meist die einzige vorhandene Einrichtung.

Die Bewohner des Landes, obgleich vielfach Mischlinge, sind ihrer Sprache treu geblieben, so sehr, daß wer im Lande leben will, genötigt ist, Maya zu lernen. Die Weibertracht ist vollständig von Europa beeinflußt, hat sich aber zu

eigener Art entwickelt, ist sauber, luftig und schön verziert. Die Männer tragen über den weißen Hosen einen gestreiften Schurz. Die Leute zeichnen sich fast ausnahmslos durch große Reinlichkeit an Körper und Kleidung aus.

Das allgemeine Beförderungsmittel ist die „Volante“ oder „coche volan“, das starke Anforderungen an die menschlichen Knochen stellt. Es ist ein zweiräderiger Karren, auf dem ein Geflecht von Stricken in Riemen hängt. Darauf werden Matrazen gebreitet, auf den man liegt oder hockt. Ein Plan ist als Sonnenschutz über ein hölzernes Gestell gespannt. Drei Maultiere ziehen dies primitive Gefährt rücksichtslos über Stock und Stein auf dem Wege, der selten mehr ist, als ein Durchhau durch den Busch.

In letzter Zeit, seit die Schiffsverbindungen mit Newyork gut sind, wird Yucatan häufig von amerikanischen Touristen besucht. Die heitere und schmucke Stadt Mérida bildet den Anziehungspunkt und meist wird auch den Ruinen von Uxmal ein Besuch abgestattet, die unschwer zu erreichen und wohl geeignet sind, einen eindrucksvollen Begriff von der Bauweise der alten Maya-Völker zu geben.

Kaum an einer andern Stelle Mexikos oder Mittelamerikas sind so viele, so herrliche Gebäude alter Kultur erhalten als in Yucatan. Es war und ist trotzdem schon viel Arbeit hier getan, stets ein erstrebenswertes Reiseziel für den Amerikanisten. Die Ruinenstätten Yucatans geben manchen Aufschluß über die verschiedensten Fragen. So zeigen sie uns, daß ohne Zweifel das jetzt vielfach verödete, von dichtem Busch überwachsene Land dicht bevölkert gewesen sein muß. Sie lehren uns, daß diese Bevölkerung eine hoch zivilisierte gewesen sein muß. Und wir können aus ihnen deutlich ersehen, daß mitten in der Mayakultur auch die mexikanische eine starke Macht war. Das lehren uns die stark zerstörten Ruinen von Mayapan und die zum Teil wohl erhaltenen von Chichen Itza, wo wir neben Mayahieroglyphen Skulpturen mexikanischen Stiles in Fülle finden. Jede der großen Ruinenstätten hat ihre besonderen, charakteristischen Merkmale. Einige die sonderbaren, aus den Mauerecken und Fronten hervorragenden, hakenartigen, teils nach oben, teils nach unten gekrümmten Gebilde, die man für Elefantenrüssel hat erklären wollen, die aber die eigentümlich verlängerten Nasen von Masken sind, die sich in vielfacher Wiederholung übereinandergesetzt als Ornament der Fassaden finden. So ist z. B. in Kabah eine ganze lange Gebäudefront aus solchen Masken zusammengesetzt. Die Mauern sind sehr dick, umschließen jedoch ziemlich kleine Gemächer, von denen selten mehrere zusammenhängen. Die Außenseiten sind reich verziert, oft finden sich Säulen und breite Treppenanlagen. Für Chichen Itza ist ein vielfach wiederholtes Motiv die Federschlange als Säule, als Treppenwange, als Karyatide. Und ferner die mit feinstem Relief überzogenen inneren Wände und Pfeiler. Auch sind hier Reste von Malereien gefunden worden. An vielen Orten finden sich Bauten mit kleinen Säulchen, die durch Querbänder verbunden sind. Es scheint als ob dies eine Reminiszenz an Holzhäuser sei, deren Wände aus aneinandergebundenen Stämmen bestanden. In der Ornamentation der Bauten, besonders der auf hohen, steilen Pyramiden erbauten, lassen sich viele astronomische Zeichen nachweisen. Solch hochgelegene Tempel, die das flache Land weithin beherrschen, mögen wohl Observatorien, Sternwarten gewesen sein.

Die Wölbung war den Mayavölkern noch nicht bekannt. Sie waren aber auf dem Wege sie zu erfinden, gerade so, wie sie bei ungestörter Weiterentwicklung

wahrscheinlich von den Hieroglyphen zur Schrift fortgeschritten wären. Durch überkragende Steine gaben sie den Innenräumen einen dreieckigen Abschluß. Für ihre geraden Eingänge verwandten sie Holzbalken. Diese sind wahrscheinlich verwittert oder herausgebrochen und dadurch mag mancher Einsturz bewirkt worden sein. Hier und dort sind noch solche Balken an Ort und Stelle zu sehen.

Über das Alter dieser Bauten läßt sich ebensowenig sagen, wie über das, der ihnen nahe verwandten Denkmäler und Paläste von Palenque in Chiapas, von Quiriguà in Guatemala, von Copan in Honduros, obgleich alle mit Hieroglyphen geschmückt sind, die Daten bedeuten. Diese Daten geben alle den Abstand von einem bestimmten Datum an, das aber ein mythisches ist und also mit unsrer Zeitrechnung nicht in Einklang gebracht werden kann. Dagegen läßt sich auf Grund dieser Datierungen mit Sicherheit das relative Alter der Reste bestimmen. Das älteste Datum finden wir auf dem Leydener Celt, einer feingearbeiteten Grünsteinplatte im Leydener Museum. Das jüngste auf den beiden Bruchstücken einer Stelle, die wir an der Grenze von Chiapas und Guatemala gefunden haben. Der Abstand dieser beiden Daten von einander beträgt aber nur etwa 800 Jahre.

Einer so hohen Kulturblüte aber muß unbedingt eine lange Zeit vorausgegangen sein, in der sie zur Entwicklung gelangte, von der wir aber nichts wissen.

Allgemeine Versammlung vom 3. Dezember im Festsaale des Künstlerhauses, in Gemeinschaft mit der „Deutschen Kolonial-Gesellschaft (Abteilung München)". Vortrag von Major a. D. J. Baumann in München: „*Samoa*" (mit Lichtbildern).

Homer erzählt von dem glücklichen Volke der Phäaken, die sehr geliebt von den Göttern, heiter und sorglos am wogenrauschenden Meere lebten. Was der Vortragende über das Leben der Samoaner erzählte, erinnerte überall an diese glücklichen Phäaken. Die Geschichte der Gewinnung von Samoa ist in hohem Maße unerquicklich. Im Jahre 1880 hätte Samoa kostenlos dem Deutschen Reiche einverleibt werden hönnen; aber der Reichstag lehnte den Vorschlag des Fürsten Bismarck ab. Erst 1899 wurde der Samoa-Akte beigestimmt, nachdem inzwischen 200 Menschenleben und 2 Kriegsschiffe — letztere durch einen Taifun — verloren gegangen waren. Man mußte aber, wie schon früher auf die Fidschi-Inseln, so nunmehr auch auf die Tonga-Inseln Verzicht leisten und den größeren Teil der für die Arbeiteranwerbung so wichtigen Salomon-Inseln zugunsten Englands abtreten. Das erinnert an den Ankauf der sibyllinischen Bücher. Das Deutsche Reich hatte die beiden Hauptinseln Upolu und Sawai erhalten, während das kleinere Tutuila mit dem guten Hafen Pango Pango an die Vereinigten Staaten fiel. Alle diese Inseln in der Südsee sind vulkanischen Ursprunges, hoch aufgebaut, bewaldet und meist von Korallenriffen umgeben. Auf den Strandebenen wächst die Kokuspalme, welche das Hauptausfuhrprodukt, die Kopra, liefert. Auch Kautschuk und Kakao kommt für den Export in Betracht. Bewohner sind es 33 500 und 450 Weiße, letztere eine sehr buntgemischte Gesellschaft und teilweise recht schwierige Untergebene. Das Königtum wurde als eine Quelle weiterer Verwirrungen abgeschafft; Mataafa ist ein überzeugter Anhänger Deutschlands geworden. Ein Verdienst des Gouverneurs Dr. Solf ist es, daß er die Eigenart der Samoaner nach Möglichkeit zu erhalten sucht. Die Bewohner sind durchwegs Christen, größtenteils evangelischen Bekenntnisses, werden aber von den englischen Missionären vielfach noch im englischen Sinne beeinflußt.

Der Vortragende, der die Samoaner abseits von Apia kennen lernen wollte, schloß sich dem Zollvorstande an, der in dienstlichen Angelegenheiten eine Reise um die Insel Upolu machen mußte. Der Gouverneur gab seinen Reisemarschall (einen eingebornen Häuptling), 3 Sträflinge als Träger und einen Brief an alle Häuptlinge mit. Solche Reisen — Malangas — machen die Eingebornen für ihr Leben gern. Mit Weibern und Kindern ziehen ganze Familien, ja ganze Ortschaften auf Tagreisen weit zu befreundeten Dörfern, wo sie mit Blumen geschmückt eintreffen und festlich empfangen werden. Es folgen sich nun Fest auf Fest, viele und lange Reden, Kawa-Zeremonien, große Mahlzeiten und ganze Nächte hindurch die so geliebten Siwa Siwa (Tänze). So lange pflegen sie zu bleiben, bis das letzte Schwein und Huhn und der letzte Taroknollen aufgezehrt ist; dann kehren sie fröhlich und heiter in die Heimat zurück. Dem Gastfreund bleibt nun freilich nichts anderes übrig, als nun ebenfalls auf die Malanga zu gehen, bis wieder etwas herangewachsen ist. Dr. Solf sucht diese Malangas, die wirtschaftlich natürlich keinen Vorteil bedeuten, einzuschränken; aber wer will den Kindern ihr Spielzeug nehmen!

Die Samoaner sind geistig und körperlich vorzüglich beanlagt und zählen zu den schönsten Menschen. Sie haben einen Erbadel und zeigen sich außerordentlich würdevoll und zeremoniell. Die Frauen sind zutraulich, treuherzig, sanft und überaus natürlich. Als einzigen Schmuck tragen die Jünglinge und Mädchen ständig frische Blumen in den Haaren. Es dürfte kein Zweifel sein, daß die Samoaner durch Gesittung, Benehmen und Feinfühligkeit den gewöhnlichen Volksklassen unserer Kulturstaaten überlegen sind. — Der Vortragende mußte sich bei der Fülle der während seiner Malanga gewonnenen Eindrücke auf die Schilderung der charakteristischen Vorkommnisse eines einzigen Tages beschränken. Er stieg mit seinen Begleitern empor zu dem in den Bergen inmitten einer prächtigen Vegetation gelegenen Kratersee Lanutoo und dann auf der anderen Seite hinunter auf die Südküste. Überall wurde er auf den vorausgeschickten Brief hin von den Häuptlingen und Würdenträgern in den mit Blumen und Palmwedeln festlich geschmückten Häusern liebenswürdig empfangen. Es folgte immer eine Begrüßung in blumenreicher Rede, welche der Reisemarschall erwiderte. Die Samoaner sind wohl die besten Redner der Welt. Ohne Pathos und wohltuend fließend sprechen sie ihre Reden in einer sehr wohlklingenden Sprache. Bei allen diesen Anlässen wurde von den hübschesten Mädchen des Dorfes Kawa bereitet, das Nationalgetränk, das aber nicht berauschend sondern nur anregend ist. Regelmäßig geleiten die Mädchen den Gast in ein Süßwasserbad, das sich die reinlichen Samoaner etwa an einer Waldquelle hergerichtet haben; in jedem Hause erweisen sie dem Gaste auch die Wohltat des Massierens (lomi lomi). Jeden Tag fand Talolo statt, d. i. die Essenshuldigung der ganzen männlichen Bevölkerung in der Gemeinde, wobei gebratene Schweine, lebende Hühner, Waldtauben, Kokosnüsse u. s. w. vor dem Gaste niedergelegt und von Seite des „Sprechers“ Begrüßungsreden gehalten wurden. Jeden Abend folgten dann bis Mitternacht die Siwa Siwa (Sitztänze), wobei inmitten der schönen Tanzjünglinge die Taupou die Hauptpersönlichkeit darstellte. Die Taupous, meist die Lieblingstochter des Häuptlings, nehmen seit alters bei den Samoanern eine bevorzugte Ehrenstellung ein und machen bei den Festen die Honneurs. Sie müssen jugendlich anmutig sein und sich wie die römischen Vestalinnen und die Sonnenjung-

frauen bei den Inkas die jungfräuliche Reinheit erhalten. Sie werden mit besonderer Sorgfalt für ihre Stellung herangebildet. Der Vortragende rühmt die Schönheit der blumengeschmückten Mädchen und ihre treuherzige unbefangene Art.

Eine zweite Malanga brachte den Vortragenden in einem durch 20 kunstgerecht tätowierte Jünglinge gerudertem Boote nach der anderen Hauptinsel Sawai, wo er den bei Matautu seit August 1905 ununterbrochen tätigen Vulkan kennen lernen wollte. Viele Ortschaften und Pflanzungen wurden zerstört und die Bewohner zum Verlassen ihrer Wohnsitze gezwungen Seit 3 Jahren fließt ununterbrochen Lava aus in einer Breite der Isar. Der Amtmann William von Sawai schätzt die Masse der an einem Tage ausfließenden Lava auf 25 Millionen Zentner. Im völlig unregelmäßigen Krater, den sich der Vulkan aufgebaut hat, ist ein 200 m langer und 300 m breiter Feuersee, in dem die flüssigen Feuermassen wie in einem Riesenkessel wild durcheinanderwogen, und dessen Widerschein zur Nachtzeit den Himmel blutrot färbt. Die Besteigung erfordert, wenn man auch Pferde zur Verfügung hat, einen ganzen Tag. Auf der Heimfahrt wurde noch die kleine Insel Apolima besucht, wohl das seltsamste Gebilde in der Südsee. Es ist ein Krater, dessen kahle Wände aus dem Wasser ragen. Ein Stück der Kraterwand ist eingestürzt und dadurch ist ein Zugang möglich, aber nur bei höchstem Wasserstande und bei ganz ruhiger See. Hier war ein Blick in das märchenhafte Innere möglich. Im Innern herrscht üppigste Fruchtbarkeit; ein kleiner wundersam blauer See ist vorhanden und die Bewohner streckten grüßend ihre Arme den Fremden entgegen, während die Mädchen heranschwammen; aber ein Hineinfahren war nicht möglich. — Großartig ist der Blick in den seichten, innerhalb der Korallenriffe gelegenen Lagunen auf die Wunder der Korallenbauten, auf die auf dem weißen Grunde gelegenen Stacheltiere und die überaus seltsam geformten und buntfarbenen Fischchen, denen die Korallen eine Heimat sind. — Mit einem Besuch bei Mataafa und einem von Freunden mit Frauen und Mädchen des Landes beim Wasserfall Papasea veranstalteten samoanischen Piknik schloß der Vortragende seinen Bericht über die „Perle der Südsee", der, nachdem auch eine große Anzahl von prächtigen Lichtbildern die Tropenvegetation, die schönen blumengeschmückten Bewohner, die kunstvollen Tätowierungen und die hohen luftigen Wohnstätten gezeigt hatten, wohl bei allen Zuhörern das Empfinden auslöste, daß es sich bei diesen Bewohnern unseres deutschen Schutzgebietes um ein schönes, gesittetes und hochstehendes Naturvolk handelt. Gerne schließt man sich den Schlußworten des Vortragenden an, wenn er sagt: „Erhalte Dir, Samoa! unter deutschem Schutze noch recht lange Deine köstliche Eigenart, Deine heitere, sonnige Harmlosigkeit! Dies ist der Wunsch beim Scheiden. Talofa!"

Allgemeine Versammlung vom 17. Dezember 1908 im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag des Herrn Prof. Dr. Heinrich Mayr in München: *„Land und Leute der Aino"* mit Lichtbildern.

Der Vortragende gab zuerst einen interessanten pflanzengeographischen Überblick über Japan. Die südlichsten Inseln, obwohl sie noch nördlich vom Wendekreis liegen, zeigen bereits, ähnlich wie dies Mayr für die Antillen nachgewiesen, tropischen Charakter. Der Hauptteil von Japan hat den Pflanzenwuchs der gemäßigten Zone und nur in den nördlichsten Ausläufern ist das polare

Klima vorherrschend und dementsprechend der Habitus der Flora. Durch zahlreiche charakteristische Bilder wurde diese Einteilung erläutert. Nur in dem nördlichen und nordöstlichen Gebieten kommen noch vereinzelte Ansiedelungen der Aino vor. Einst waren allerdings die Aino ein mächtiger Stamm, der sich bis nach Tokio verbreitete. Heute aber sehen wir sie ganz auf die Insel Jeso und die Kurilen zurückgedrängt, deren Zahl kaum mehr als 16000 beträgt. Der Vortragende erzählte dann seinen Besuch von zwei Ainokolonien, welchen er mit seiner Gemahlin machte, aus deren Tagebuch er einzelne interessante Beobachtungen vortrug. Aus den vorgeführten Lichtbildern konnte man erkennen, daß die Aino ein von den Japanern völlig verschiedener Volksstamm sind und in ihrer Gestalt und in ihrem Äußern an Mongolen oder auch an Russen erinnern. Es sind friedliche Menschen, die allerdings auf einer sehr niedrigen Kulturstufe stehen, die überdies mehr und mehr aussterben.

Geschlossene Versammlung vom 14. Januar 1909 im Spiegelsaale des Bayerischen Hofes. I. Generalversammlung: a) Jahresbericht, siehe Seite 132; b) Kassenbericht u. Entlastung des Schatzmeisters, siehe Seite 138; c) Voranschlag für 1909; d) Neuwahl der Vorstandschaft. 1. Vorsitzender Prof. Dr. E. von Drygalski; 2. Vorsitzender Generalmajor A. Heller. An Stelle des nach Nürnberg versetzten Prof. Dr. Chr. Kittler wurde zum 1. Schriftführer Prof. Dr. J. B. Messerschmitt gewählt. 2. Schriftführer A. Distel und Schatzmeister Prof. Dr. H. Stadler. Die übrigen Mitglieder des Ausschusses blieben unverändert. II. Vortrag von Prof. Dr. F. K. Bayberger in München: *„Zum Problem des Wellheimer Trockentals“*. (Der Vortrag ist in erweiterter Form S. 179 ff. abgedruckt.)

Allgemeine Versammlung vom 28. Januar im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag von Dr. H. Ross, Konservator in München: *„Der Isthmus von Tehuantepec“* mit Lichtbildern. (Auszug davon siehe Seite 234 ff.).

Allgemeine Versammlung vom 11. Februar im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag von Prof. Dr. Karl Dyroff *„Über die ägyptischen Ausgrabungen der letzten Jahre.“*.

Der Redner gab zunächst einige Schilderungen, die in das Milieu der ägyptischen Ausgrabungen einführen sollten: er besprach die Teilnahme der einzelnen Nationen an solchen Untersuchungen, die Stellungnahme der ägyptischen Regierung, die Chancen, glückliche Funde zu machen. Neben den legitimen Grabungen steht die von den Einheimischen seit alter Zeit lebhaft betriebene heimliche Schatzgräberei. Die Verhältnisse des Antikendiebstahls, der auch bei den Ausgrabungen seine Rolle spielt, wurden durch die Geschichte des Goldfundes von Tell Basta illustriert, da von diesem 1906 und 1907 an der Stätte des alten Bubastis zutage getretenen Schatz späterhin einige charakteristische Stücke im Lichtbild gezeigt werden sollten.

Der Redner ging sodann auf die Ergebnisse der Grabungen ein. Um die neu gewonnenen wissenschaftlichen Resultate an ein paar besonders bemerkenswerten Beispielen zu demonstrieren, wählte er zur näheren Betrachtung zwei Grabungen aus, deren einer wir als dem Unternehmen einer deutschen Gesellschaft besondere Teilnahme entgegenbringen werden, während die andere, von einem

Franzosen geleitete, wohl den glänzendsten Fund des letzten Jahrzehnts darstellt.

Die Deutsche Orientgesellschaft hat in den Wintern 1901—1904 bei Abusir in der Nähe von Kairo den Totentempel des Ne-user-Re eines Königs der 5. Dynastie (um 2600 v. Chr.), ausgraben lassen. Von den Totentempeln des alten Reiches, die neben den Gräbern der Könige, den Pyramiden, liegen, konnten wir uns bis dahin nur eine dürftige Vorstellung machen. Die Arbeiten von Prof. Ludwig Borchard bei Abusir haben uns nun zu einem wesentlich lebendigeren Bild dieser ausgedehnten Grabdenkmäler verholfen. Die wichtigeren Räume des stattlichen Totentempels und einzelne bemerkenswerte darin gefundene Reliefs, darunter die Darstellungen der Asiaten, der Libyer und der Punter, der Bewohner des Weihrauchlandes, wurden in Lichtbildern vorgeführt und besprochen Die Pyramide, dieser stilisierte ardaische Grabhügel, dessen äußere Form an sich etwas Rohes und Barbarisches hat, erscheint im Ensemble der ganzen Grabanlage in erheblich milderem Lichte. Die hohe Kultur des alten Reiches tritt im übrigen in vielen Einzelheiten der Beamten dem Beschauer überraschend entgegen.

Die deutsche Grabung von Abusir hat bewußt eine Frage an den Boden gestellt und mit Erfolg beantwortet. Georges Legrain dagegen, der im Dienste der ägyptischen Regierung die großen Wiederherstellungsarbeiten am Reichstempel zu Karnak leitet, hat während der Ausführung seines bedeutenden Auftrags die wunderbarsten Museumsstücke vom Boden geschenkt bekommen. Im Dezember 1903 stießen dort die Arbeiter auf einen verschütteten Raum, der mit Statuen, Statuetten, Bronzen und vielen andern Gegenständen nur so vollgestopft war. Diese berühmte ‚cachette von Karnak' — entweder ein Versteck, worein man irgend einmal einen Teil der Tempelschätze geflüchtet hat, oder vielleicht auch eine Art Rumpelkammer — hat seit jenem Jahr alljährlich reiche Ausbeute geliefert und ist gegenwärtig noch nicht erschöpft. Bis zum Jahr 1906 zählte man 751 Statuen, die man daraus hervorgezogen hatte, an Bronzen aber — ungefähr 17000. Die Kunst des neuen Reiches, die hauptsächlich in diesen Funden vertreten ist, hat so einen überaus reichen Zuwachs an Denkmälern gewonnen und die Geschichte der ägyptischen Plastik eine neue und ergiebige Quelle. Einige hervorragende Stücke aus der cachette wurden, in Verbindung mit ein paar andern neuerdings gefundenen Kunstwerken, durch Lichtbilder gezeigt und kurz erläutert.

Allgemeine Versammlung vom 25. Februar 1909 im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag des Herrn Dr. Hugo Grothe in München: „*Reisen und Studien im südöstlichen Kleinasien*" mit Lichtbildern.

Der Vortragende gab Aufschluß über seine 18monatige Reise durch Vorderasien, welche er mit Unterstützung aus dem kaiserlichen Dispositionsfond 1906 und 1907 unternommen hatte. In seiner Einleitung wies der Vortragende auf die Zusammenhänge hin, die für Kleinasien sich bei anthropogeographischer Betrachtungsweise zwischen Oberflächengestalt und Menschheitsgeschichte ergeben, und kam zu dem Schlusse, daß in Kleinasien sich die Leitlinien der Gebirgsgliederung mit den Richtungen der Völkerbewegungen decken, die sich hier im Laufe der Jahrtausende abspielten. Als besonderes Beobachtungsfeld hatte

sich der Reisende im südöstlichen Kleinasien den östlichen cilicischen Taurus und den Antitaurus gewählt, Gebiete, die von Geographen noch nicht begangen und deren orographische Gliederung noch wenig bekannt ist. Auf Grund seiner Studien und der Prüfung der paläontologischen Funde, die von Professor Dr. Broili (München) ausgeführt wurde, brachte Dr. Grothe neue Aufschlüsse über Entstehung, Alter und Aufbau der genannten imposanten Gebirgsketten.

Neue Mitteilungen lieferte auch seine Schilderung der Bevölkerung dieser Gebiete, die sich gegenüber den noch aus den 60er und 70er Jahren des letzten Jahrhunderts stammenden Nachrichten verändert hat. Die dort hausenden turkmenischen Stämme, die Awischaren, sind seßhaft geworden; als zahlreiche mohammedanische Einwanderer zeigen sich Tscherkessen und Mohadjirs aus Transkaukasien und das armenische Element ist in der Zunahme begriffen. Als älteste Bevölkerung ist die Sekte der Kysylbasch („Rotköpfe") anzusprechen, deren religiöse Gebräuche und Anschauungen eine Mischung altheidnischer, christlicher und diese überwuchernder mohammedanischer und zwar schiitischer Sätze aufweisen. Eine größere Lichtbilderreihe veranschaulichte die schroffen Formen des Hochgebirges, der aufgefundenen Gletscherseen, der Hochalpen, Pässe, Talmulden, Flußtäler, wie auch in charakteristischer Weise die Typen der bunt zusammengewürfelten Bevölkerung.

Allgemeine Sitzung zur Feier des 40jährigen Bestehens der Gesellschaft am 9. März 1909 im Festsaale des Künstlerhauses.

1. Ansprache des ersten Vorsitzenden Prof. Dr. Erich von Drygalski.

Bei der Feier des 40jährigen Bestehens, wie sie die Geographische Gesellschaft heute begehen darf, könnte es naheliegend erscheinen, einen längeren Rückblick auf die bisherige Tätigkeit der Gesellschaft zu werfen, um darnach neue Aufgaben für die Zukunft zu stellen. Doch kann ein solcher Rückblick auch größeren Abschnitten vorbehalten bleiben; mit Recht wurde er von meinem verehrten Vorgänger im Vorsitz, Herrn Prof. Dr. S. Günther, bei dem 25jährigen Jubiläum gegeben. Heute wollen wir lieber soeben vollbrachte Leistungen hervorragender Mitglieder der Gesellschaft auch für diese sprechen lassen, und mir sei es nur gestattet, zur Einleitung an einige wenige Daten aus der reichen Geschichte derselben kurz zu erinnern.

Die Gründung der Gesellschaft ist auf eine Anregung des damaligen Professors an den Militär-Bildungsanstalten Münchens, Herrn Dr. Arendts, zurückzuführen, die im Februar 1869 gegeben wurde. Dieser Anregung folgend traten mit Herrn Prof. Dr Arendts 5 Männer zusammen, die Herren Ministerialrat Dr. Huller, Verlagsbuchhändler R. Oldenbourg, Major von Orff, Graf von Verri, damals Oberstleutnant im Generalstab, und Dr. H. von Schlagintweit. Auf ihren Beschluß hin hat im März 1869 schon die erste allgemeine Versammlung stattgefunden, in welcher der Führer der ersten beiden Deutschen Nordpolarfahrten, Kapitän Koldewey, sein Programm entwickelt hat. Schon im Gründungsjahr 1869 haben 437 Mitglieder zur Gesellschaft gehört, eine Zahl, die erst jetzt in den letzten Jahren wieder erreicht und auch überschritten worden ist. Dazwischen hat der Mitgliederbestand größere und kleinere Schwankungen gezeigt, wie es bei allen ähnlichen Gesllschaften der Fall war. Es ist das darauf zurückzuführen, daß Neugründungen von Spezialgesellschaften, wie der Ko-

lonialgesellschaft, der Meteorologischen u. a. einzelne Aufgaben der geographischen Gesellschaft zu besonderer Pflege übernahmen. Hierin ist jedoch keine Einbuße zu erblicken, sondern, wie überall im Leben bei gesunder Konkurrenz ein Ansporn zu weiteren Leistungen durch eigenartige Pflege ihrer Gebiete, wie es die geographische Gesellschaft denn auch mit reichem Erfolge getan hat.

Die Aufgaben der Gesellschaft haben von vornherein und bis heute wesentlich in 3 Richtungen bestanden, nämlich erstens in Berichterstattung über alle großen Ereignisse geographischer Forschung, zweitens in besonderer Mitwirkung an geographischen Aufgaben von nationaler Bedeutung, wie z. B denen der Deutsch-Afrikanischen Gesellschaft der siebziger Jahre des vorigen Jahrhunderts und des deutschen Anteils an der internationalen Polarforschung der letzten Jahre, und drittens in spezieller Pflege der Bayerischen Landeskunde und der Bayerischen Kartographie. Die Leiter des topographischen Bureaus des Bayerischen Generalstabs haben wiederholt in unseren Sitzungen berichtet; ich darf nur an die Vorträge der Herren von Orff, Neureuther und Heller in unseren Sitzungen erinnern. So spiegelt sich in den Sitzungen der geographischen Gesellschaft bis zu einem gewissen Grade die Geschichte der Geographie der letzten 4 Jahrzehnte wieder, und keines der wichtigeren Ereignisse wird man darin vermissen.

Diese rege Entwickelung ist naturgemäß nur möglich gewesen durch die vielseitige Teilnahme, welche der Gesellschaft von Anbeginn an und bis heute zu teil geworden ist, und es ist mir eine angenehme Pflicht dafür heute den gebührenden Dank zu erstatten.

Dieser Dank gebühret Allerhöchster und Höchster Gunst, welcher sich die Geographische Gesellschaft von ihrer Gründung an und bis heute erfreut hat. S. K. H. der Prinzregent ist unser Protektor; S. K. H. Prinz Ludwig der Ehrenpräsident und I. K. H. Prinzessin Therese Ehrenmitglied unserer Gesellschaft. Wir durften uns der Anwesenheit der hohen Mitglieder unseres Königshauses in vielen Sitzungen wie auch in der heutigen erfreuen.

Unser Dank gebührt der K. Staatsregierung, welche schon im Jahre 1894 eine finanzielle Beihilfe gewährt und ihren Zuschuß seither zweimal erhöht hat, wodurch die Gesellschaft in die Lage kam, ihre Veröffentlichungen reichhaltiger zu gestalten.

Unser Dank gebührt den Fachgenossen und den weiteren wissenschaftlichen Kreisen Münchens, Bayerns und des gesamten deutschen Vaterlandes, welche uns die Ergebnisse ihrer Forschungen in Mitteilungen und Vorträgen dargeboten haben; er gebührt der K. Akademie der Wissenschaften, welche der Bibliothek der Gesellschaft lange Zeit in ihren Räumen eine Gaststätte bot, bis sie jetzt Dank der Munifizenz des Herrn Kommerzienrat R. Oberhummer in dessen Geschäftshaus eine weitere Aufstellung erfahren konnte. Auch hat uns die Akademie der Wissenschaften eine Subvention gewährt als Beitrag zur Herausgabe der Aventinkarte, des ältesten Denkmals Bayerischer Kartographie.

Unser Dank gebührt endlich der allgemeinen und regen Teilnahme weiter Kreise, welche sich in unseren Sitzungen kund gab, und der Mitwirkung in der Ausgestaltung unserer Versammlungen, wobei ich nicht vergessen darf, insbesondere der treuen Hilfe des Herrn Rechnungsrates Übelacker zu gedenken, welcher seit Jahren die Illustrierung der Vorträge durch treffliche Projektionen

von Lichtbildern stets bereitwillig ausgeführt hat. Unser Dank gebührt auch der Presse, welche unsere Bestrebungen förderte.

Unter den neuen Momenten, welche seit der Feier des 25 jährigen Jubiläums besondere Beachtung verdienen, darf ich hier der Munifizenz des Freiherrn von Wichmann-Eichhorn Erwähnung tun, der vor ungefähr 10 Jahren, 1899, eine hochsinnige Stiftung darbot, aus welcher Verdienste um die geographische Forschung durch die Verleihung von Medaillen gewürdigt und neue Unternehmungen unterstützt werden sollten. Bereits zweimal hat die Gesellschaft so eine goldene Prinz Ludwig-Medaille verleihen können, nämlich an den früheren Direktor der deutschen Seewarte zu Hamburg, Georg von Neumayer, für seine Förderung wesentlich ozeanographischer Arbeiten, sowie an unser Ehrenmitglied Prof. Dr. G. Merzbacher für seine Forschungen im Tien Shan. Eine silberne Prinz Ludwig-Medaille, welche vornehmlich für Verdienste um die Geographie Bayerns bestimmt ist, wurde schon dreimal verliehen, nämlich an die Herren W. Götz, L von Ammon und K. Neureuther für ihre verdienstvollen Arbeiten auf dem Gebiete Bayerischer Landeskunde, Bayerischer Geologie und Bayerischer Kartographie. Doch über die Verleihung von Medaillen hinaus durften die Mittel der Stiftung im Sinne ihres Urhebers auch zur Pflege weiterer Aufgaben der Gesellschaft verwandt werden, so bei der Publikation der schon vorher erwähnten Aventinkarte aus dem Jahre 1523, im Verein mit den von der Akademie der Wissenschaften dafür dargebotenen Mitteln, und jetzt zur reicheren Ausgestaltung unserer laufenden Publikationen mit Karten, Bildern und Profilen. Unsere Mitteilungen konnten so eine wesentliche Bereicherung erfahren und gerade in der Richtung, die für unsere Mitglieder von Wert ist, da die letzten Veröffentlichungen nahe gelegene und uns deshalb besonders interessierende Gebiete behandeln.

Die heutige Feier soll nun ihren besonderen Inhalt durch die Mitteilung von Forschungen erhalten, die hervorragenden Mitgliedern unserer Gesellschaft zu verdanken sind.

In diesem Sinne heiße ich zunächst Herrn Prof. Dr. G. Merzbacher in unserer Mitte willkommen, zum erstenmal nach seiner glücklichen und erfolgreichen Heimkehr nach 3jähriger Abwesenheit in den Hochgebirgen Asiens. Wenn auf dieser Expedition auch der dunkle Schatten ruht, daß S. K. H. Prinz Arnulf von Bayern, der mit ihr lebensfroh auszog, kurz nach seiner Heimkehr in Venedig einer tückischen Krankheit erlag, so dürfen wir uns heute doch der Erfolge freuen, welche die Expedition in reichem Maße gehabt hat. Mit großem Interesse haben wir bereits die kurzen vorläufigen Berichte gelesen und sehen mit Spannung den weiteren Mitteilungen entgegen.

Geschult wie wenige ist Herr Prof. Dr. Merzbacher in die Gebirge Asiens ausgezogen. Aus den Alpen rühren seine Erfahrungen her und Forschungen im Kaukasus haben ihn zu denen im Tien Shan hinüber geleitet. Auch hier hat sich, wie stets, die wiederholte Inangriffnahme der gleichen Probleme durch denselben Forscher auf das glücklichste bewährt; denn dem Tien Shan galt diesmal schon seine dritte Expedition. So ist ihm gelungen, was vorher vergeblich versucht war. Prof. Dr. Merzbachers Route läuft quer durch alle früheren hindurch; wir sehen sie Hochkette auf Hochkette durchschneiden und so Baustein an Baustein fügen, der den Bau des Gebirges enthüllt. Der Zug von

Kutscha nach Urumtschi wird ein Meisterstück bleiben, technisch durch die Überschreitung vieler, paralleler, hoher, wenig gescharteter Ketten, wissenschaftlich durch die Enthüllung ihres inneren Baus. Wo das Nomadenleben aufhört, hat die Expedition vorzudringen vermocht und uns das Aufhören dieses Nomadenlebens aus dem Charakter der Täler begründet. Sie hat uns eine neue Gletscherwelt entschleiert und einen Blick tun lassen in die feuchtere Vorzeit eines jetzt trockneren Landes, wo sie auch die Spuren einer früheren größeren Vereisung sah. Einzelheiten hoffen wir später zu hören. Heute entbieten wir Herrn Prof. Dr. G. Merzbacher unmittelbar nach seiner Rückkehr einen herzlichen Glückwunsch und Gruß.

Und nicht minder heiße ich den Redner des heutigen Abends, Herrn Oberleutnant W. Filchner in unserer Mitte willkommen. Herr Filchner drang von Osten her zu den Hochflächen Tibets hinauf, zu dem Oberlaufe des gelben Flusses Hoangho, des gefeierten und gefürchteten Lebensspenders der chinesischen Kulturgebiete. Auf eine Basisstation in Lantschou gestützt, auf welcher seine tapfere Frau meteorologische Beobachtungen gewann, die seinen eigenen Messungen zur Grundlage dienten, hat Herr W. Filchner die Hochflächen Tibets bereist, jenes Land, das heute durch Sven v. Hedins Züge im Westen wieder im Mittelpunkt des geographischen Interesses steht, uns aber nicht minder bedeutsam ist durch die gleich wichtigen Deutschen Forschungen im Osten, welche mit den Namen W. Filchner und A. Tafel verknüpft sind, aufwärts bis zum Sternenmeer.

Die Schwierigkeiten der großen Höhenlage, welche mit ihrer leichten Luft die Arbeitskraft lähmt, haben die Expedition ebensowenig, wie Angriffe feindlicher Volksstämme, in ihrer mühseligen Arbeit zu hemmen vermocht, so daß sie reiches Material für die Konstruktion genauer Karten in unbekannten Gebieten sammeln konnte. Die geographische Karte ist das Endziel jeder geographischen Forschung mit ihren Angaben genauer Positionen sowohl, wie mit ihrer Darstellung der physischen Charakterzüge des Landes. Solche Arbeiten liefern in der Heimat die hochorganisierten Institute unserer Generalstäbe. Eine gleiche Genauigkeit läßt sich in den schwierigen Verhältnissen Tibets naturgemäß nicht erreichen, doch hat Herr W. Filchner auf Grund seiner Forschungen das Wagnis begonnen, eine Karte großen Maßstabs für die von ihm bereisten Gebiete Tibets zu schaffen, und was bisher davon vorliegt, ermutigt zu der Hoffnung, daß das begonnene monumentale Kartenwerk von bedeutendem wissenschaftlichen Werte sein wird.

So bringen wir heute auch Herrn W. Filchner unsere herzlichen Grüße und Wünsche dar zur glücklichen Heimkehr, zu dem, was er erreicht, und zu dem, was er noch unternommen hat, der geographischen Wissenschaft in seinen Ausarbeitungen zu bieten.

Damit darf ich schließen, und bitte nunmehr Herrn W. Filchner, uns seinen Vortrag zu halten.

2. Vortrag des Herrn Oberleutnant W. Filchner: „*Das Flußgebiet des Matschu auf Grund eigener Reisen in Tibet.*“

Der Vortragende gedachte zunächst der Unterstützungen, welche er für die Herausgabe der wissenschaftlichen Ergebnisse seiner letzten Forschungsreise von dem Kaiserlichen Dispositionsfonds und verschiedenen Behörden erhalten hat. Als-

dann folgte eine eingehende hydrographische und morphologische Schilderung der Bedeutung des Matschu, des Oberlaufes des Hoanghos, dessen Flußlauf teilweise bisher unbekannt war. Dann erklärte er die Gebirgsverhältnisse, deren Abflüsse und die zahlreich vorhandenen Seen, die er unter stetem Hinweise auf europäische Verhältnisse und unter Vorführung zahlreicher Lichtbilder noch eingehend erläuterte.

3. Am Schlusse des Vortrages verkündete der 1. Vorsitzende die Ernennung des nach Nürnberg übergesiedelten 1. Schriftführers Prof. Dr. Christ. Kittler zum korrespondierenden Mitglied. Außerdem trafen noch eine Anzahl Glückwünsche von bekannten Vereinen, wie dem Stuttgarter Verein für Handelsgeographie, der Münchner anthropologischen Gesellschaft und von den Mitgliedern Prof. Oberhumer in Wien, Prof. Kittler in Nürnberg und Dr. Enzensberger in Bamberg ein.

4. Dem offiziellen, wissenschaftlichen Teile folgte im Lenbachsaale und dessen Nebenräumen ein sehr gemütlich verlaufener geselliger Teil. Das gemeinsame Abendessen, zu dem die Kapelle Grünschopf ihre lustigen Weisen ertönen ließ, würzte Herr Schriftsteller Herm. Roth durch humorvolle Vorführungen, woran sich sein humoristischer Vortrag, betitelt: »*Eine Forchungsreise des Professor Aprilbacher*“ anschloß, zu welchem die Herren Kunstmaler E. von Baumgarten und Ernst Platz lustige Bilder geliefert hatten. Unter weiteren gesanglichen und sonstigen humoristischen Leistungen von Freunden der Gesellschaft verlief die kleine intime Feier, welche sehr zahlreich besucht war, in schönster Harmonie.

Allgemeine Versammlung vom 29. April im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag des Herrn Dr. M. A. Stein aus Peshawar in Indien: „*Forschungsergebnisse seiner letzten Reise nach Chinesisch-Turkestan*“ mit Lichtbildern. (Siehe Seite 147 ff.).

Allgemeine Versammlung vom 13. Mai im Kunstgewerbehause. Vortrag des Herrn Prof. Dr. K. Sapper in Tübingen: „*Neu-Mecklenburg auf Grund eigener Forschungen.*“

Die letzte Veranstaltung der Saison brachte noch einen sehr anziehenden Vortrag Prof. Dr. Sappers über „Neu-Mecklenburg“, das der bekannte Tübinger Geograph im Verein mit Hauptmann a. D. Dr. Friederici zum Gegenstand eingehender Forschungen gemacht hatte. Neu-Mecklenburg liegt bekanntlich innerhalb des Bismarck-Archipels und schließt unsere Besitzungen auf Neu-Guinea im Nordosten ab. Prof. Sapper weiß von unseren Kolonien auf Neu-Guinea. deren Erwerbungen einst mit Spott und Hohn aufgenommen wurden, viel Erfreuliches zu berichten. Wer sie betritt, gewinnt den Eindruck, daß hier mit großem Erfolg gearbeitet wurde. Schmucke Villen und stolze Bauten grüßen den Besucher schon in Herbertshöhe, der ersten größeren Ansiedlung, und diese Empfindungen werden noch verstärkt, je tiefer man ins Land eindringt. Die Wanderungen auf Neu-Mecklenburg erschwert allerdings der schier endlose Regen, der nur selten durch die Strahlen der Sonne sich verdrängen läßt. Auch lassen sich die eingeborenen Melanesier nur schwer als Diener bei größeren Expeditionen verwenden, denn sie besitzen nur in geringem Maße die Gabe, die Lasten, wie Proviant, Instrumente u. s. w. zu tragen.

Neu-Mecklenburg ist ein ganz respektabler Länderstrich: Prof. Sapper schätzt seine Länge auf ungefähr 400 Kilometer. Das Land ist reich an Bergen, die nicht selten eine Höhe von 2000 Meter erreichen. Das gebirgige Terrain erschwert dem Wanderer das Vordringen nicht wenig. Das Klima ist ungewöhnlich warm für einen Europäer, was jedoch insofern nicht wundernehmen kann, als Neu-Mecklenburg zwischen dem 2. und 5. Grad südlicher Breite zu suchen ist. Sehr zahlreich sind die Flüsse, die zu überschreiten mitunter ein sehr schwieriges Unternehmen ist. Eine wahre Fundgrube ist das Land für den Geologen. Der Boden ist an den meisten Stellen überaus reich an Erträgnissen; auch erfreut sich das Land einer üppigen Vegetation. Leider ist wenig Jagd vorhanden. Nur das Wildschwein existiert in reichlicherem Maße. Bei den geringen animalischen Nahrungsmitteln spielt naturgemäß der Fischfang eine große Rolle bei der Bevölkerung. Der Handel hat sich unter der deutschen Herrschaft rapid gehoben. Er ist von $^1/_2$ Million Mark im Jahre 1884 auf $4^1/_2$ Millionen im Jahre 1899 emporgeschnellt. Auch das Anbaugebiet hat sich beträchtlich erweitert. Während es bei der Erwerbung der Kolonie nur 2000 Hektar betrug, umfaßt es heute bereits mehr als das Fünffache. So wird Neu-Mecklenburg in nicht allzu ferner Zeit noch ein sehr wertvoller Besitzstand des Deutschen Reiches sein, und das Kapital, das wir auf dieses Land verwendet, wird noch reiche Zinsen tragen. Ein Umstand allerdings darf hierbei nicht außer acht gelassen werden: der starke Rückgang der Bevölkerung. In den Jahren 1900 bis 1907 ist der Bevölkerungsstand allein um 13,6 % gesunken. Hier wäre also das Menschenmaterial, mit dem wir im Mutterlande so reichlich versehen sind, ganz besonders willkommen.

Prof. Sapper, der so liebenswürdig zu plaudern verstand, wurde mit reichem Beifall bedacht. Seinen Ausführungen folgte noch eine Reihe von Lichtbildern, in denen sich die wundervolle Landschaft der Südsee vortrefflich widerspiegelte.

Ausflug mit Damen. Am 10. Juni veranstaltete die Geographische Gesellschaft unter Führung von Prof. Rothpletz einen Ausflug nach dem Blomberg, der trotz der etwas unsicheren Witterung in höchst befriedigender Weise verlief. Zuerst wurde nach der Ankunft in Tölz der Kalvarienberg besucht, wo Prof. Rothpletz einen kurzen Überblick über die geologischen Verhältnisse der sichtbaren Gegend gab. Er machte darauf aufmerksam, daß hier die Grenze zwischen den eigentlichen Alpen und den Voralpen liegt. Die vorliegenden Hügel lassen eine Dreiteilung der geologischen Formationen erkennen. Zu unterst liegt die Seekreide, ein Zeichen, daß hier früher ein Meerbecken war. Diese Kreide wird jetzt technisch verwertet zu Farben und dergleichen. Dann unterscheidet man mächtige Schotterlager, welche selbst wieder von den Moränen vom Schlusse der Eiszeit überlagert sind. Prof. Rothpletz erklärte dann, daß die Terrassen zeigen, daß früher hier ein großer See lag und die Isar durch einen Felsriegel von Meeresmolasse aufgehalten wurde. Der Abfluß ging damals östlich nach Schaftlach, wo über 80 Meter tiefer Schotter gefunden wird. Erst später erzwang sich die Isar durch hier vorhandene Verwerfungen ihren jetzigen Weg. — Vom Kalvarienberg ging die Wanderung über die Isar nach dem Wackersberg, wo ein Kreidebruch, die Schwefelquelle, der Granitmarmor und

sonstige geologisch interessante Partien erklärt und besichtigt wurden. Hierauf wurden die Krankenheiler Quellen aufgesucht und dann der Blomberg bestiegen. Nach Einnahme eines frugalen Mittagsmahles bei schon vorgerückter Zeit wurde der Abstieg auf dem neu angelegten Rodelweg nach Stallau ausgeführt, wo ein flinkes Postauto die Teilnehmer nach Bichl zur Bahn brachte, die hochbefriedigt Abends 9 Uhr wieder in München eintrafen.

J. B. Messerschmitt.

Referate und Bücherbesprechungen.

Über neuere Beobachtungen von Bodenbewegungen in Mitteleuropa.

Die Bodenbewegungen bilden eine der wichtigsten Erscheinungen der Erdkruste, die durch die raschen Fortschritte der Erdbebenkunde immer mehr an Bedeutung gewinnen. Trotzdem liegen bisher selbst aus neuester Zeit nur wenige einwandsfreie auf genauere Messungen beruhende Beobachtungen vor. Es kommt dies daher, daß sowohl trigonometrische als auch Höhenmessungen erst im letzten Jahrhundert in der Weise systematisch ausgeführt worden sind, daß auch geringe Änderungen mit Sicherheit nachgewiesen werden können.

Größere horizontale Lageänderungen (von mehr als 1 m) sind zuerst aus der Verschiebung einiger Triangulationspunkte auf Sumatra nach dem Erdbeben vom 17. Mai 1892 (J. J. A. Müller, Verh. d. K. Akad. d. W. zu Amsterdam. 1. Sekt. III. Teil. Nr. 2. 1895. Ref. Zeitsch. f. Vermessungswesen 26. Bd. 1897. S. 129 ff.) nachgewiesen worden. Noch größere dauernde Lageverschiebungen, welche mehr als 6 m betragen, sind in Kalifornien, besonders nach dem letzten Erdbeben vom 18. April 1906 gefunden worden. (J. Hayford & A. L. Baldwin App. 3 zum Coast and Geodetic Survey Report for 1907; Ref. Zeitsch. f. Verm. 37. Bd. 1908. S. 785 ff.) und der offiz. Bericht der staatlichen Kommissionen A. C. Lawson u. a. Public. of the Carnegie Institution Nr. 87. 1908. In Europa konnten horizontale Verschiebungen nach Erdbeben noch nicht nachgewiesen werden, was wohl zum Teil darauf zurückzuführen ist, daß in den eigentlichen Erdbebengebieten daselbst keine genauere Triangulationen vorhanden sind. Die s. Z. in der Schweiz vermuteten Verschiebungen haben sich nach meinen Untersuchungen nicht als real erwiesen. (Schweiz. Dreiecknetz. V. Bd. 1890. S. 172 und 6. Jahresber. der Phys. Ges. in Zürich 1892. S. 29.)

Auf Verschiebungen in Thüringen hat besonders P. Kahle (Petermann, Mitt. 1899. Heft 10 und Sitzungsber des Ver. f. Naturwissenschaften in Braunschweig vom 17. März 1898) hingewiesen und es ist zu hoffen, daß spätere Nachmessungen darüber mehr Licht bringen. Im letzten Jahre hat außerdem Gustav Braun vom Geographischen Institut in Greifswald ein Zirkularschreiben nebst Fragebogen versandt, worin er auf die Wichtigkeit der Verfolgung von Bodenbewegungen jeder Art hinwies, deren Beachtung auch hier empfohlen sein möge.

Mehr als die Triangulierungen haben die Höhenmessungen aus Präzisionsnivellements bereits Höhenänderungen nachweisen lassen. Am Bodensee wies zuerst M. Haid (Beiträge zur Hydrographie von Baden 1891) eine anhaltende Senkung des Bodensee-Pegels zu Konstanz nach, die sich allerdings nur auf eine

kleine Fläche beschränkt. Aber auch am östlichen Ende des Bodensees haben die Nivellements auf der Linie Rorschach, Bregenz bis Lindau mehrfache Senkungen gezeigt, die recht bedeutende Beträge erreichen. (J. Hilfiker, Untersuchungen der Höhenverhältnisse der Schweiz. Bern 1902.) Es ist dies also ein Gebiet, das dauernd Veränderungen erleidet, deren Verfolgung daher stets im Auge zu behalten ist.

Neuerdings wurde auch in der Nähe von Freilassing und Laufen aus dem bayerischen Nivellement eine Höhenstörung nachgewiesen. (Max Schmidt, Ergänzungsmessungen zum Bayer. Präzisions-Nivellement. Veröff. d. K. B. Kom. f. d. internat. Erdmessung. München 1908. S. 40ff.) Es ist anzunehmen, daß es sich hier um eine Bruchlinie handelt, die auch weiter westlich Nivellementslinien durchschneidet und es ist daher sehr erfreulich, daß entsprechend weitere Kontrollnivellements durch Prof. Schmidt in Aussicht genommen sind, deren Resultate zu wichtigen Resultaten zu führen versprechen.

Die Verfolgung von Bodenbewegungen in kleinerem Umkreis hat seit 1891 Ch. A. Vogler bei Westend in Berlin ausführen lassen, worüber die Herren R. Repkewitz, O. Eggert und W. Schulz (Zeitschr. f. Verm. 1898, 1902, 1905 und 1908) ausführlich berichtet haben. Es hat sich hierbei herausgestellt, daß in dem untersuchten Gebiet keine gesetzmäßigen Änderungen der Höhenunterschiede nachweisen lassen. Die beobachteten Bewegungen lassen sich allein auf die durch die veränderten Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse des Bodens erklären.

Dr. E. v. Rebeur-Paschwitz hatte 1889 aus seinen Horizontalpendelbeobachtungen in Potsdam und später auch in Wilhelmshaven und auf Teneriffe fortschreitende Neigungsänderungen gefunden (Astron. Nachr. Bd. 130. Nr. 3110. S. 209, ferner „Das Horizontalpendel und seine Anwendung zur Beobachtung der absoluten und relativen Richtungsänderungen der Lotlinie", Halle 1892. S. 140—144), die er auf geologische Veränderungen zurückführen zu müssen glaubte. Aus diesem Grunde ließ der Direktor des geodätischen Instituts in Potsdam F. R. Helmert 1892 eine hydrostatische Anlage bei diesem Institut anlegen, um allfällige Änderungen nachweisen zu können. F. Kühnen (Hydrostatische Höhengleichungen von 4 Festpunkten auf dem Telegraphenberge bei Potsdam, Veröff. d. K. Pr. Geodät. Inst. N. F. Nr. 37. Berlin 1908) gibt nun eine ausführliche Bearbeitung des seit 1896 gesammelten Materials, wonach die gemeinschaftliche Neigungsänderung der Erdscholle gegen die Niveaufläche in den 10 Beobachtungsjahren nur sehr gering gewesen sind, so daß also die Rebeurschen Beobachtungen nicht bestätigt wurden. Dagegen konnte der periodische Einfluß der meteorologischen Elemente, wie Luftdruck, Bodenfeuchtigkeit u. a. auf die relative Höhe der Pfeiler nachgewiesen werden. Diese Einflüsse sollen noch weiter aufgeklärt werden, weshalb fortlaufend geometrische Nivellements an die hydrostatischen angeschlossen werden, welche nach den ersten Versuchen eine gute Übereinstimmung liefern.

Zum Schluß mögen noch die merkwürdigen Senkungserscheinungen erwähnt werden, welche am Königsberger Dom und dessen Umgebung durch genaue Nivellements festgestellt wurden. (W. Seibt, Untersuchungen des Domes in Königsberg i. Pr. auf Senkungserscheinungen, Berlin, Bureau für die Hauptnivellements und Wasserstandsbeobachtungen im Ministerium der öff. Arbeiten. 1909. Ref.

Zeitsch. f. Verm. 38. Bd. 1909. S. 627.) Nicht nur sind sie wegen der Größe der Senkungen, die teilweise bis $^1/_2$ mm im Monat gehen, beachtenswert, sondern auch weil sie zeigen, daß die Höhenmarken auch an sehr altem, starkem und tief fundamentiertem Mauerwerk nicht ohne weiteres als beständig gelten dürfen.

Messerschmitt.

Kittler, Christ., Das deutsche Küsten- und Tiefland. Erklärender Text zu 84 Lichtbildern.

Derselbe, Deutsche Alpen und ihr Vorland. 90 Lichtbilder mit erklärendem Text. Stuttgart. Theod. Benzinger 1908 bezw. 1909.

Je 12 Diapositivplatten. 8,5 : 10 cm 15 Mk., 25 Platten 30 Mk., 50 Bilderplatten 55 Mk. Textheft 1,50 Mk. bezw. 1 Mk.

Die beiden Publikationen verfolgen denselben Zweck und sind im wesentlichen nach den nämlichen didaktischen Prinzipien ausgearbeitet, fügen sich auch in die bereits vorhandene Serie von Textheften ein, die der Verlag von H. Theod. Benzinger in Stuttgart zur Belebung und Veranschaulichung des Unterrichts in der Erdkunde im weiteren und im engeren Umkreis und für den liturgischen Gottesdienst herauszugeben begonnen hat.

Der leitende Gedanke hiebei ist offenbar der: eine beschränkte, aber sorgfältig ausgewählte Sammlung möglichst typischer Bilder zu bieten, aus der wieder leicht eine engere Auswahl zusammengestellt werden kann.

Zur Erläuterung der einzelnen Bilder ist ein fast durchaus knapp gefaßter Text aus den Quellen d. h. den Literaturwerken, in denen die Landschaft behandelt ist, beigegeben. Behufs Vorführungen vor Mittelschülern erscheint mir dieser Text besonders in der Einrichtung brauchbar, wie er zu den Bildern aus dem deutschen Küsten- und Tiefland gegeben ist: einseitig gedruckt, so daß man die einzelnen Nummern ausschneiden und in selbst getroffener Anordnung, etwa noch mit dem aufgeklebten Papierbild versehen, in einem Textheft unterbringen kann. Dann ist es sehr gut möglich zu knappe Erläuterungen zu erweitern und zu ausführlichen Text (wie z. B. zu Wasserburg a. I.) entsprechend gekürzt parat zu halten. Auch Erklärungen einiger termini technici wie Klint, seigern, Söll, Sandr, Grünerle kann man dann auf jedem seiner Textblätter anbringen.

Aus finanziellen Gründen und weil nach anderer Lehrer und nach meinen langjährigen Erfahrungen im Zeitraum einer Stunde vor Mittelschülern etwa nur 28 Lichtbilder mit Nutzen vorgeführt werden können, werden die meisten Anstalten eine engere Wahl treffen oder für ihre Bedürfnisse aus einer Serie zwei Gruppen zusammenstellen. Zur Auswahl der Bilder hiezu stellt die Verlagshandlung Albums der Papierkopien auf kurze Zeit zur Verfügung. Außerdem verleiht sie Serien von 40—80 Diapositivplatten auf sieben Tage zu mäßigen Preisen.

Im Interesse der so dringend nötigen Erweiterung der Anschaulichkeit im geographischen Unterricht an unseren Mittelschulen wünsche ich den empfehlenswerten Diapositiven und den trefflichen Erläuterungen recht weite Verbreitung. Eine Serie „Das deutsche Mittelgebirg“ wird von Herrn Prof. Dr. Kittler vorbereitet.

L. Bürchner-München.

Enzensperger, Ernst. Wie sollen unsere Mittelschüler die Alpen bereisen? Technische Anleitungen und wissenschaftliche Anregungen. Jos. Kösel, Kempten—München 1909. 123 S. kl. 8°.

Bekannt durch seine kundigen Bemühungen um Hebung des geographischen Unterrichts in einem Münchener Gymnasium, wendet sich der Verfasser hier sozusagen unmittelbar an die Schüler, und zwar der Mittelschule überhaupt. Ohne Zweifel liegt schon in der Wahl des Gebietes, d. i. des alpinen Hochgebirgs, ein aussichtsvolleres Unternehmen, wenn es gilt, die jungen Leute zu einem naturverständigen Auffassen touristisch begangener Gegenden zu veranlassen. Denn nirgends in unserer Nähe treten die wichtigsten Stoffe erdkundlichen Erkennens, nämlich die wechselnden Formen samt ihrem Gestein und ihrer Entstehungsweise, dazu die pflanzliche und sonstige Bedeckung (hier z. B. Eis und Schnee) und verschiedene Siedlungsarten ebenso ausgebildet, mannigfaltig und räumlich nahe nebeneinander vor den betrachtenden Geist.

Im einzelnen entfaltet der Verfasser in sachgemäßer Aufeinanderfolge die mancherlei Seiten, mit deren Beachtung der Alpenwanderer sich zu beschäftigen hätte, wenn er seine Eindrücke von der natürlichen Wirklichkeit gleichsam durchgeistigen lassen will. Das Werden der Formen ist hierfür, nachdem eine technische Anleitung zu Alpenwanderungen vorher gegeben worden, das Vorderste, wohl auch das Anspruchsvollste gegenüber dem Auffassen des Schülers wie für den Autor, welcher in kürzester Form alles Wesentliche in der Weise selbstunterrichtender Darstellung zu geben sucht. Diese schwierige Aufgabe wurde von E. vorteilhaft bewältigt, besonders auch durch reichliche Beigabe vorzüglicher Abbildungen, welche man der stets bewährten Meisterschaft von Dr. Kleintjes verdankt. Der nachfolgende Abschnitt bezeichnet sich als „Einige klimatologische und meteorologische Erscheinungen i. d. A.", womit ganz zutreffend diese Hinweise nur als einzelne Züge der klimatischen Eigenart des Hochgebirgs angekündigt werden. Allerdings stellt dabei das Karge des verfügbaren Raumes erschwerende Anforderungen. Doch würde wohl immerhin, wenn dieses Kapitel einmal gewagt werden wollte, etwas mehr konkrete Ausführung den jugendlichen Lesern zu bieten sein, um sie zuverlässiger zu interessieren und damit in den Gegenstand einzuführen. Geschickt und sachkundig wird dann das Kapitel „Anthropogeographische Betrachtungen" erledigt, welches besonders die Weise der Siedlungen in ihrer Gegenwart und in ihrem geschichtlichen Entstehen charakterisiert. Auch hier verstand es der Verfasser, die lehrhaftesten und zugleich ansprechendsten Belege in der Gestalt von Abbildungen einzureihen. Die Formationstabelle am Schlusse des Ganzen könnte bei einer wohl zu gewärtigenden Neuauflage etwas übersichtlicher gefaßt werden, so daß auch das Tertiär von der quartären Periode entsprechender getrennt würde. Es handelt sich hierbei doch nur um das, was zugleich faßlicher und wissenschaftlich begründet ist, nicht um Unterstellung unter die Nomenklatur oder Neueinteilung einzelner Geologen. — Eine gefällige Sprache und allenthalben klare Fassung der Erläuterung bildet das anmutende Gewand dieser literarischen Neuheit.

W. Götz-München.

Enzensperger, Ernst. Die Gruppe der Mädelegabel. Mit 1 Karte und 18 Abbildungen. Kempten und München, Kösel 1909. 102 S. kl. 8°.

Wie eine Art Einzelausführung praktischer Art, welche das richtige Bereisen eines enger begrenzten Alpenbereichs zeigt, übergibt der Verfasser dieses werbende Büchlein der Öffentlichkeit, mit dem er „auch anderen die gleiche Freude miterleben zu lassen wünscht", die ihm seine dortigen Hochtouren gewährten. Ohne Zweifel dürfen wir es als ein dankenswertes Verdienst um die Freunde der Alpen bezeichnen, wenn sich hier eine besonders sachkundige Hand als „Führer" höherer Art für einen Teil der Hochzinnenumgebung Oberstorfs bietet, einer der drei fesselndsten Regionen der Alpen Bayerns. E. gehört zu dem Kreise derer, welche in diesem wirkungsvollen Reviere auf älteren und auf selbsterkundeten neuen Pfaden es erprobten, wie das Bestehen zahlreicher Mühen und Gefahren des Hochtouristen mit herzerhebenden nachhaltigen Eindrücken lohnt. Dazu gesellt sich bei ihm noch jene Mannigfaltigkeit des Verständnisses für die einzelnen Züge der Ausstattung dieses Gebirgszweiges, welches nicht in Mut und Kraft seine Grundlage hat, sondern aus einem wohlentwickelten Naturempfinden hervorgeht.

Am lebhaftesten zieht er den Leser zu diesem im letzten Abschnitt seiner Ausführungen heran, wo er in edler poetischer Sprache die Erlebnisse neuer Ersteigungen der Trettachspitze berichtet, die alle Besucher benachbarter Gipfel als kaum ersteigbaren Stumpfobelisk kennen. Aber auch die vorausgehenden Teile entbehren des formalen Vorzuges keineswegs, mit belebter Ausdrucksweise und gefälliger Fassung den realen, nüchternen Stoff zusagend zu gestalten.

Es werden zuerst einige kurze Abschnitte allgemeineren Inhalts gebracht, unter welchen die geologische Erläuterung wohl durch eine etwas erweiterte Behandlung bei vielen Lesern gewonnen hätte. Dann werden wir mit den „Zugangslinien", d. h. der Umgebung der drei behandelten Hauptgipfel, bekannt gemacht. Die „Aufstiegsrouten und ihre Geschichte" schließt sich an. Durchweg beherrscht auch diese größeren letztgenannten Abschnitte Klarheit und Deutlichkeit, eine so wertvolle Eigenschaft in einer derartigen belehrenden Anweisung. Dazu tritt außerdem noch die Veranschaulichung vor allem der einzelnen Gipfelgebiete, jedoch auch von Tälern durch treffliche photographische Bilder (10) und sehr geschickte Zeichnungen (7). Die Talbilder werden besonders den geographisch gebildeten Lesern erwünscht sein.

Jedenfalls wird diese Bereicherung mitwirken, der vorliegenden Einführung in einem so reizvollen Teil des Illerhochrandes auch bei denen Eingang zu sichern, welche nicht unmittelbar um touristischen Vergnügens willen Kenntnis von einer der schönsten und zugleich großartigsten Gebirgsgegenden Deutschlands sich beschaffen wollen. W. Götz.

Walther, Dr. Ilse. Die Siedelungen des Dreisam- und Elzgebietes im Schwarzwald. VIII u. 128 S. Karte. Inaug.-Diss. Freiburg i. Br. 1909.

Die Verfasserin gibt zunächst einen Überblick über das Siedelungsgebiet. Nach einer kurzen Betrachtung der orographischen Gliederung und der geologischen Verhältnisse (das Gebiet stellt einen Ausschnitt aus der Gneismasse des Schwarzwaldes dar) wird ziemlich eingehend das Flußnetz betrachtet. Die Grundzüge für den Bau des Dreisamgebietes sind: Das Hauptteil durchschneidet das Gebirge

von O. nach W., sein unterer Teil bildet die auffallend große Weiterung des Kirchzartner Tales; die Seiten- und Quelltäler steigen hoch hinauf und ermöglichen fast überall leichte Übergänge, so daß nirgends absolute Abgeschlossenheit herrscht. Bei der Elz hat der Hauptfluß zunächst nördliche, dann nach einem scharfen Bogen südwestliche Richtung; das Flußnetz ist unsymmetrisch, die linke Seite ist ungleich bedeutender entwickelt; die Elz hat Strecken relativer Abgeschlossenheit, namentlich im oberen Lauf bis zur Umbiegung. Für das Klima ist wichtig die Lage an der Luvseite des Gebirges; durch die herrschenden S.-W.- und W.-Winde wird Feuchtigkeit und Wärme gebracht. Bei der Zusammenfassung der Ergebnisse wird auch der günstigen Verkehrslage gedacht, indem das Dreisamtal eine Verbindung darstellt zwischen der verkehrsreichen Rheinebene und dem Donaugebiet. Für die Siedelungen günstig ist der Mangel an steilen Hängen und unüberschreitbaren Höhen, ferner ein guter Ackerboden und ein im Vergleich zu anderen Mittelgebirgen (Riesengebirge, Böhmerwald) günstiges Klima, so daß die Vorzüge der Niederung weit hinaufreichen können.

Der zweite Teil der Arbeit beschäftigt sich mit den Siedelungen selbst. Zunächst werden diese der Lage nach unterschieden; die Grenze für größere Ortschaften ist 450 m, oberhalb dieser Linie wird die Talsohle zu eng. An Hand weitgehender Tabellen werden der Lage nach unterschieden: Siedelungen auf der Terrasse, Schutthalde, auf dem Schuttkegel, Hang, Mulde, Halde, Rundhöcker, Kamm und im Talboden, welch letztere bei weitem die meisten sind. Der solarklimatologische Einfluß auf die Siedelungslage gibt sich in dem Bestreben kund Licht und Wärme zu gewinnen; daher bei engen Tälern häufig Bau am Hang, nicht im Talgrund. Eine interessante Vergleichung bringt die Verfasserin durch die Gegenüberstellung von Siedelungsdichte und Flußdichte (letztere nach Neumanns Berechnungen), doch ergeben sich ohne Kenntnis der morphologischen Verhältnisse keine sicheren Resultate. Bei den Formen der Siedelungen werden Groß- (Stadt und Dorf) und Kleinsiedelungen (Weiler, Zinken-lose aufeinanderfolgende Häuser, Einzelhöfe und Häuser) unterschieden. Ein letzter Abschnitt dieses Teiles betrachtet die gegenwärtige Volksdichte und die wirtschaftlichen Grundzüge des Gebietes; es werden 3 Dichtestufen unterschieden (—50, 50—150, über 150 auf 1 qkm, wobei auf erstere mit Einschluß des Waldes die meisten Gemeinden entfallen, ohne Wald auf die zweite). Wald und Anbauflächen nehmen mit zunehmender Volksdichte ab, ebenso wird das Einkommen aus Liegenschaften mit stärkerer Dichte für die einzelnen Haus halten geringer.

Der dritte Teil behandelt die Siedelungsgeschichte, wobei 6 Perioden unterschieden werden: I. Die keltische bis 200 v. Chr., II. die römische 58 v. bis 260 n. Chr.; die „Walchen"-Orte haben wohl Reste keltisch-römischer Bevölkerung gehabt. III. Von der Alamanneneinwanderung bis zur Einführung des Christentums 300—500 n. Chr.: Orte auf ingen, später auch auf weiler. IV. Einführung des Christentums und das frühere Mittelalter 500—1200: Wichtige Klostergründungen. V. Das spätere Mittelalter und die Neuzeit 1200—1600: Aufkommen mächtiger Geschlechter; Aufblühen des Bergbaus. VI. Von 1600 bis zur Gegenwart: Allmähliches Entstehen einer ausgedehnten Hausindustrie, besonders Uhren; dadurch Einfluß auf die Bauweise, Zurücktreten der rein landwirtschaftlichen gegen eine mehr städtische. Aufschwung des Dreisamtales durch den Bau der Höllentalbahn (1886).

Es folgt ein Verzeichnis der Gründung sämtlicher Orte. Zum Schluß gibt die Verfasserin eine eingehende Behandlung der Ortsnamen und eine Betrachtung über die eingegangenen Siedelungen. Max Mayr.

Grubert, A., Die Siedelungen am Maindreieck. Mit 2 Textabbildungen. Stuttgart 1909. 102 Seiten. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. XVIII, 1.

Die Arbeit untersucht auf Grund eingehender Betrachtung der Landesnatur die Bedingungen für die Anlage und Entwicklung der Talsiedelungen am großen Maindreieck von Mainberg oberhalb Schweinfurt bis Langenprozelten unterhalb Gemünden. Zunächst wird die Stellung des Maindreiecks innerhalb der deutschen Lande und seine Lage für den Verkehr, sowie seine Hohlform beschrieben. Hieran schließt sich eine Betrachtung der hydrographischen Verhältnisse und zur Erklärung und Begründung des ganzen ein Überblick über den geologischen Bodenbau. In letzterem Teil werden die einzelnen Abschnitte der fränkischen Trias, der das Tal vollständig angehört, mit besonderer Berücksichtigung der vorherrschenden Formation des Muschelkalkes behandelt. Hierbei ist immer auf die Bedeutung der verschiedenen Gesteinsarten für die Landwirtschaft, für die Steinindustrie und für die Zementbereitung hingewiesen. Ein Bild von der Aufeinanderfolge der geologischen Schichten gibt ein Idealdurchschnitt der Umgegend von Würzburg, während ein Ausschnitt aus der Karte von Regelmann (Gotha 1898) die tektonischen Verhältnisse des Maindreiecks veranschaulicht. Nun folgt je ein Abschnitt über die Verkehrsverhältnisse und über das Wirtschaftsleben. Das Land am Mittelmain ist in erster Linie ein Durchgangsland für den Verkehr zwischen den Rhein- und Donaugegenden, erst in zweiter Linie ein Sammelgebiet für die benachbarten Landstriche. Nach einem kurzem geschichtlichem Überblick über die Schiffahrt auf dem Main, der „Lebensader Frankens", sowie über die Landstraßen werden die gegenwärtigen Schienenwege aufgezählt. Der Abschnitt über die wirtschaftlichen Verhältnisse bespricht als den am weitesten verbreiteten Erwerbszweig der Bewohner die Landwirtschaft, davon besonders den Weinbau; von den gewerblichen Tätigkeiten vor allem die Fischerei und Schifferei, sowie die Berufe, die sich mit der Verarbeitung der landwirtschaftlichen Erzeugnisse beschäftigen. Als wichtigste Industriezweige kommen in Betracht die Metall- und Farbenindustrie (Schweinfurt und Würzburg), die Schaumweinbereitung (Würzburg), sowie die Faßfabrikation (Kitzingen und Heidingsfeld). Wertvolle Bodenschätze stellen die reichen Lager vorzüglicher Steine (roter Sandstein, Trigonoduskalk, Lettenkohlensandstein, Rohstoff für Kalkbrennereien und Zementwerke) dar, die eine bedeutende Steinindustrie zur Folge hatten. Von den verschiedenen Handelszweigen sind vor allem der Durchgangshandel, sowie der Handel mit Holz, Wein, Getreide und Obst aufgeführt. Im 6. Abschnitt wird an der Hand der Ortsnamen der Versuch gemacht, den geschichtlichen Gang der Besiedelung festzustellen. Nach dem Vorgang W. Arnolds (Ansiedelungen und Wanderungen deutscher Stämme, Marburg 1875) wird die Besiedelungsgeschichte in 3 Abteilungen zerlegt und zwar vom Abzug der Kelten bis zum Untergang des Thüringerreiches (531), ferner bis zur Einführung des Christentums, die Ansiedelungstätigkeit der Franken umfassend, schließlich die christliche Zeit. Als Ziel der ganzen Abhandlung

werden nun die allgemeinen und besonderen Ursachen für die Entstehung und wirtschaftliche Entwicklung der 67 Orte beleuchtet. Am eingehendsten werden die Flußwinkelstädte Schweinfurt, Marktbreit, Ochsenfurt und Gemünden betrachtet, außerdem Kitzingen und vor allem Würzburg, dem 9 Seiten gewidmet sind. Hierzu kommen die Orte, welche an dem großartigen Aufschwung des fränkischen Handels zu Ende des 18. Jahrhunderts beteiligt waren, außer den schon genannten noch Marktsteft. Zum Schluß werden die Bewohnerzahlen der einzelnen Gemeinden in den Jahren 1852 und 1895 einander gegenübergestellt. Trotzdem in genanntem Zeitraum die Gesamtbevölkerungsziffer um 37,9 % gestiegen ist, haben 59,4 % der Orte abgenommen. Der Zuwachs kam nur den größeren Städten und den ihnen benachbarten Ortschaften zugute.

Autoreferat.

Ohlhaut, Georg, Das Landschaftsbild um Würzburg im 16. und 17. Jahrhundert. Nach archivalischen und literarischen Quellen, vornehmlich aus der Zeit des Fürstbischofs Julius Echter von Mespelbrunn (1573—1617). Mit einer Karte des Gramschatzer Waldes. Würzburg 1907, Verlag von Göbel und Scherer.

Die Arbeit bewegt sich auf dem Gebiete der historischen Topographie. Sie versucht unter Verwertung der urkundlichen Bestände des K. Kreisarchivs und Stadtarchivs Würzburg, der Handschriften und Akten der K. Universitätsbibliothek und des Archivs des bischöflichen Ordinariats zu Würzburg, sowie der Bibliothek des historischen Vereines von Unterfranken und Aschaffenburg das landschaftliche Bild der Umgebung von Würzburg zu entwerfen, so wie es sich im 16. und 17. Jahrhundert, vornehmlich zur Zeit des bedeutendsten Würzburger Fürstbischofs Julius Echter von Mespelbrunn, darstellte. Die Abhandlung zerfällt in zwei Hauptteile: Der erste Teil „Das Landschaftsbild um Würzburg in seiner Gesamtheit" bringt die Darstellung der damaligen oro- und hydrographischen Verhältnisse, das Vegetationsbild, den Stand der Verkehrswege und Siedlungen im allgemeinen, während im zweiten Teile, in den „Ortsbeschreibungen", die einzelnen Glieder des Gebietes, die Stadtgemeinden, Dörfer, Klöster und Einzelhöfe in besonderen Abschnitten ins Auge gefaßt sind. Um dem historischen Bilde eine sichere Grundlage zu geben, sind in der Einleitung die Grundzüge des heutigen Landschaftsbildes der Umgegend von Würzburg vorausgeschickt. In einem gesonderten Anhange sind ausführliche Beschreibungen des Guttenberger und Gramschatzer Waldes beigefügt. Das beigegebene Faksimile, auf die Hälfte der Originalgröße verkleinert, orientiert über den Umfang des Gramschatzer Waldes um die Wende des 17. Jahrhunderts.

Autoreferat.

Brunns Spezialkarte des Berchtesgadener Landes, einschließend die Reiteralpe, das Lattengebirge, den Untersberg, die Loferer und Leoganger Steinberge, das Steinerne Meer und das Hagengebirge, die östl. Kitzbühler Alpen, Zell a. S. und Pinzgau. Nördl. die Umgebung von Salzburg und Traunstein. Maßstab 1 : 100000. München. Preis 2,50 Mk.

Brunns Spezialkarte der Umgebung von Reichenhall, Traunstein und Salzburg. 1 : 100000. München. Preis 1,50 Mk.

Brunns Spezialkarte der Berchtesgadener Alpen. 1 : 100000. München. Preis 1,50 Mk.

Die beiden zuletzt genannten Karten enthalten den nördlichen bezw. südlichen Teil der ersteren Karte, wobei jedoch jeweilen das Terrain in der Gegend des Königssee auf beiden Karten noch dargestellt ist.

Die Karten in der bekannten schönen Reliefmanier mit Höhenkurven sind vorzüglich ausgeführt. Die Farbentönung ist mit vielem Geschmack angelegt, so daß im Hochgebirge keine Überladung entsteht und auch das flache Gelände sich gut einfügt. Die Flüsse, Wege, Bahnen sind sauber gezeichnet, wie überhaupt die Karten sehr leserlich und übersichtlich sind. Sie sind daher nicht nur für den Touristen, sondern auch für den Geographen zu empfehlen und darf ihnen eine weite Verbreitung gewünscht werden, wozu überdies der mäßige Preis viel beitragen wird. Messerschmitt.

Übersichtsblätter zu den Kartenwerken des Kgl. Bayer. Topographischen Bureau. Ausgegeben 1. Juni 1909. Kommissionsverlag Th. Riedel'sche Buch- und Landkartenhandlung. München. (Gratis durch Riedel.)

Alljährlich werden vom Topographischen Bureau neue Übersichtskarten der sämtlichen dort hergestellten Karten und Pläne herausgegeben, welche zugleich den Fortschritt der betreffenden Kartenwerke erkennen lassen. Der topographische Atlas von Bayern, 1 : 50000 (Generalstabskarten) ist seit langer Zeit fertig; er wird aber ständig auf dem Laufenden gehalten. Auch sind bis jetzt 6 Halblätter in Farbendruck erschienen.

Die Topographische Karte (1 : 25000) Positionsatlas, schreitet allmählich fort und es sind in den letzten 2 Jahren gegen 30 neue Blätter dazugekommen. Es fehlen noch hauptsächlich die Gebiete der 3 Franken, und der Ober- und Rheinpfalz.

Von dem bayerischen Anteil an der Karte des Deutschen Reiches 1 : 100000 sind bis jetzt bereits 28 in Buntdruck erschienen und es möge besonders auf die in Reliefen hergestellten schönen Blätter des Gebirges aufmerksam gemacht werden. Messerschmitt.

Katzer, Friedrich, Karst und Karsthydrographie. VIII und 94 S. 28 Textabbild. und Profile. 8. Heft der von C. Patsch herausgegebenen Forschungen zur Kunde der Balkanhalbinsel. Serajevo 1909. 3 Kr. = 2.50 Mk.

Die Arbeit des verdienten Landesgeologen für Bosnien und die Herzegowina beruht auf mehrjährigen geologischen und hydrologischen Untersuchungen des Balkankarstes und bringt daher erklärlicherweise verschiedene neue Gesichtspunkte für die Betrachtung der Karsterscheinungen, so daß es sich wohl verlohnt, näher auf den Inhalt des Buches einzugehen. Nach F. Katzer ist der Karst, der durch eigenartige, zumeist gesellig auftretende Oberflächenformen wie Karren, Dolinen, Kessel, Schächte, Schlote, Höhlen u. a., sowie durch unterirdische Wasserzirkulation gekennzeichnet ist, an keine geologische Formation und an keine geographische Zone gebunden; er ist vielmehr in allen Erdteilen, vom Äquator bis in die kalten Zonen, und in allen Formationen, von der paläozoischen Gesteinsreihe bis zum jüngsten Tertiär, vertreten. Entscheidend für die Ausbildung der Karstlandschaft ist ausschließlich die Gesteinsbeschaffen-

heit, am meisten verbreitet ist der Kalk- und Dolomitkarst. Als irrig ist jedoch die allgemein verbreitete Anschauung zu bezeichnen, als wenn nur reine Kalke der Verkarstung unterlägen, auch mergelige, sandige und kieselige Kalkgesteine jungtertiären Alters zeigen in gleicher Weise die charakteristischen Landschaftsformen des Karstes wie die dichten grauweißen dolomitischen Kalke der Trias Diese treten da auf, wo Dissolution und Erosion, Wasserlöslichkeit und mechanische Abtragung, zusammenwirken. Zu den Kleinformen der Karstlandschaft gehören die Karren oder Schratten, es sind Rillen und Furchen, die durch messerscharfe Grate oder breitere Rücken von einander getrennt sind. Sie sind mechanischen Ursprungs und durch die Spülwirkung des auffallenden und abrinnenden Wassers hervorgerufen, das die einmal erzeugten Riefen und Rinnen immer wieder benützt und dadurch erweitert und vertieft. Daß hier rein mechanische Wirkung des abfließenden Regenwassers vorliegt, geht daraus hervor, daß die gleiche Erscheinung auch auf nicht verkarstungsfähigem Gestein wie Granit und Syenit an verschiedenen Erdstellen besonders in Tropengegenden mit regelmäßiger Regenzeit angetroffen wurde. Häufig haben in dem dislozierten Terrain des Balkankarstes Querspalten und Schichtfugen dem abrinnenden Wasser die Wege gewiesen, so daß seine erodierende Wirkung vorzugsweise an diesen tektonischen Klüften einsetzt.

In erstaunlich großer Menge bedecken oft schüssel- oder trichterförmige Vertiefungen die Karstflächen, es sind die sogenannten Dolinen. Sie kommen fast ausschließlich auf ebenem oder mäßig geneigtem Boden vor und betragen zumeist 20 bis 50 m im Durchmesser, 5 bis 15 m in der Tiefe. An manchen Stellen des Karstplateaus treffen mehr als 200 Dolinen auf den Quadratkilometer. Diese Wahrnehmung führte den Verfasser zu der Überzeugung, daß bei ihrer Entstehung eine allgemein wirkende Kraft tätig gewesen sein müsse, welche große Landflächen auf einmal betroffen habe, und dieses Agens bildeten nach seiner Anschauung die Schmelzwasser der Eiszeit, welche auf dem reingewaschenen Felsgrund trichterförmige Höhlungen auswirbelten. Bezeichnenderweise treten solche Dolinen nicht bloß im Kalkgestein, sondern auch im benachbarten Porphyr und Phyllit auf.

Beträchtlich größer als die Dolinen sind die Poljen, kilometerlange und -breite Becken, die von scharfen, staffelförmig abbrechenden Rändern umschlossen sind. Auch sie verdanken ihre Entstehung zum größten Teil der mächtigen Erosion, die während und unmittelbar nach der großen Eiszeit wirksam war. Aber sie waren tektonisch durch die Störungen vorgezeichnet, welche die westliche Balkanhalbinsel seit dem Untermiocän bis in die geologische Gegenwart herein erfahren hat; besonders in dem meeresnahen Westen ist das Gebiet reich an Absenkungen und Einbrüchen, aber auch an Stauchungen und Überschiebungen.

Die wichtigste Eigenheit des Karstes bilden seine unterirdischen Gerinne, die in tausendfach wechselnder Gestalt das Gestein durchziehen, bald verworren verzweigt und seltsam miteinander verbunden, bald für sich bestehend und eigene Wege verfolgend. Während im Nichtkarst das Niederschlagswasser allmählich und von der ganzen Oberfläche aus ziemlich gleichmäßig zur undurchlässigen Gesteinsschicht herabsinkt, und als einheitlicher Grundwasserstrom dem Gefälle der Schichten folgend, sich fortbewegt, erfolgt im Karst die Ver-

sickerung desselben sehr rasch und unregelmäßig, da sie sich auf jene merkwürdig verzweigten Klüfte konzentriert, welche durch die Erosion und Dissolution geschaffen wurden. Im Karste gibt es also nicht, wie vielfach angenommen wird, einen einheitlichen, zusammenhängenden Grundwasserspiegel, sondern verschiedenartig gestaltete, weit verzweigte Gerinne, die zu komplizierten Systemen sich vereinigen oder als isolierte Wasserfäden für sich bestehen können, und die dem statischen Gesetze der kommunizierenden Röhren unterliegen. Gegen die Annahme eines kontinuierlichen Wasserspiegels sprechen zahlreiche Einzelheiten der Karsthydrographie wie z. B. die Tatsache, daß von im gleichen Gehänge entspringenden Quellen die tiefer gelegenen früher versiegen als die höher gelegenen; daß im gleichen Terrain ständige und intermittierende Quellen neben einander auftreten; daß von unter gleichen geologischen und Höhenverhältnissen auftretenden Quellen die einen auf Niederschläge rasch, die andern gar nicht reagieren u. s. w Ihre Hauptstütze fand die Hypothese von dem kontinuierlichen Wasserspiegel in den zeitweilig inudierten Poljen. Diese Überschwemmungen sollen nach A. Grund dadurch bedingt sein, daß sich das aufsteigende Grundwasser über den Poljeboden erhebt. Sinkt dagegen der Karstwasserspiegel unter denselben, so liegt das Polje trocken. Diese Erscheinung läßt sich jedoch nach F. Katzer viel überzeugender aus der Wirksamkeit wasserführender Karstgerinne und aus dem Mißverhältnis zwischen Zufluß und Abfluß im Polje ableiten. Überdies sprechen verschiedene Einzelheiten in den Poljen gegen die Annahme von Schwankungen eines allgemeinen auf- und absteigenden Karstwassers. Würde ein solches existieren, so müßten die im gleichen Poljeboden vorhandenen, gleich hoch gelegenen Schluckschlünde (Ponore) ungefähr in der nämlichen Zeit gleichartig wirken, d. h. zu Beginn der Inudation nur als Speiseschlünde und beim Rückgang der Überschwemmung nur als Schluckschlünde. Dies trifft aber in Wirklichkeit nur bei einem Teile der in demselben Poljeboden befindlichen Ponore zu, ein großer Teil derselben wirkt unter allen Umständen nur als Schluckschlund, eine dritte Partie immer nur als Speiseschlund.

Noch viele andere Umstände, die anzugeben hier zu weit führen würde, lassen nicht daran zweifeln, daß nicht ein allgemeiner Karstwasserspiegel, sondern ein mannigfaltig verzweigtes und geformtes Karstgerinne das Innere der westlichen Balkanhalbinsel durchsetzt. Viele dieser Wasseradern sind natürliche Kluft- oder Schichtfugengerinne von 1 cm bis 1 m Durchmesser, seltener, jedoch immerhin noch ziemlich zahlreich sind große Höhlengänge und Grotten, die durch eine Konzentration der Kleingerinne zu einem Hauptgerinne entstehen. Häufig entfalten sich diese Höhlen in mehreren Stockwerken übereinander, meist werden sie von periodischen Wasserläufen gespeist, die besonders im Frühjahr und Herbst, nach dem Eintritt der Schneeschmelze oder einer anhaltenden Regenperiode, länger und intensiver rinnen. Auch mitten durch gesundes Karstgestein, unabhängig von Schichtenfugen und Klüften, ziehen sich Wasseradern, aber sie sind meistens nur von geringem Querschnitt und überaus gewundenem Verlaufe. Zum Schluß seiner Abhandlung bringt der Verfasser noch einige interessante Ausblicke auf die Melioration des Karstes. Nachteilig erweist sich vor allem das allzurasche Aufschlucken des meteorischen Wassers durch die unterirdische Wasserzirkulation und außerdem die ungleiche

Verteilung der Niederschläge; die Sommer sind nämlich regenarm, Herbst und Winter dagegen ausgesprochene Regenzeit. Zu berücksichtigen ist dabei ferner der Unterschied in den Niederschlagsmengen der tieferen und höheren Karstlagen, der meeresnahen und meerfernen Partien. Während die Hochflächen des Karstes ähnlich wie unsere Rauhe Alb in andauernder und ausreichender Weise mit Oberflächenwasser zu versorgen sind, handelt es sich bei den Poljen und den anderen Senken um eine verlässige Regelung der Entwässerung und Bewässerung. In letzterer Beziehung wurde durch Erweiterung und Verbauung der Schluckschlünde für die Trockenlegung der zeitweise überschwemmten Kessel schon viel getan, durch Talsperren und ein Netz von Kanälen wurden ausgedehnte Wiesengründe in der Trockenzeit fruchtbar erhalten. Durch Zisternenbauten, Brunnenanlagen, Quellenfassungen, Viehtränkeinrichtungen, Pumpwerke, welche das Wasser von mächtigen Karstquellen auf die Hochflächen heben, wurde auch dort Vieh- und Alpenwirtschaft in ausgedehnterem Maße ermöglicht oder doch erleichtert. Durch Sparleitungen aus den natürlichen Höhlenseen oder durch Einbau von Stauwerken in die Höhlengerinne ließen sich auch die unterirdischen Gewässer erschließen und nutzbar machen. Neben dem Wasser kommt hauptsächlich der Wald für die Melioration des Karstes in Betracht, nicht als Regenvermehrer, wohl aber weil er bis zu einem gewissen Grade einen Ausgleich zwischen höchster und geringster Ergiebigkeit der Quellen herbeiführt, so daß dadurch aussetzende Quellen in ständige, wenn auch schwächer rinnende umgewandelt werden. Unrichtig ist die Annahme, daß die Verkarstung des westlichen Balkanlandes durch dessen Entwaldung veranlaßt worden sei; denn die Verkarstung dieses Gebietes wurde schon lange geologische Zeiträume vor der Aufkeimung des allerältesten Waldbestandes, schon zur Eiszeit eingeleitet und geht trotz der Aufforstung auch jetzt immerwährend noch vor sich.

Christian Kittler-Nürnberg..

Deuerling, O. Dr. Die Pflanzenbarren der afrikanischen Flüsse mit Berücksichtigung der wichtigsten pflanzlichen Verlandungserscheinungen. (Münchn. Geograph. Studien hrsg. von S. Günther) 24. Stück gr. 8°. 253 S. 3 Taf. München 1909.

Die von S. Günther hervorgerufenen „Studien“ enthalten teils eine Anzahl historisch-biographische Abhandlungen, teils Monographien über einzelne Gebiete der Geographie. Es sei nur an die Arbeiten über Göthe von R. Hederich, Kepler von R. Pixis, Leibniz von F. Schmöger erinnert, deren Beziehungen zur Geographie untersucht wird. Von den Monographien möge nur auf die Abhandlungen von Ch. Kittler, die Erdpyramiden; von H. Woerle, das Lissaboner Erdbeben und F. Goll, die Erdbeben Chiles hingewiesen werden, um die Reichhaltigkeit der Sammlung zu zeigen. Alle diese Arbeiten beruhen auf eingehende literarische Studien, was auch von der vorliegenden Abhandlung des Verfassers gilt, wo es sich um weit zerstreute Angaben handelt, die meist in Zeitschriften verborgen liegen. Neben diesen wurden aber auch die Veröffentlichungen von Forschungsreisenden fleißig benutzt.

Der wichtigste Teil handelt von den Pflanzenbarren (Ssedds) des oberen Nilgebietes, wo der Strom mit seinen Nebenflüssen eine ungeheure Ebene durchfließt und daher nur ein geringes Gefälle vorhanden ist. Begünstigt überdies durch das tropische Klima entsteht eine reiche Vegetation, die zu den Ssedds

Veranlassung gibt, eine Erscheinung, die der Schiffahrt zeitenweise ungeheure Hindernisse in den Weg legt. Der Verfasser gibt einen genaueren Überblick über die Ausdehnung der Seddregion, die Entstehung der Ssedds und deren geographische Verbreitung. Zum Schluß wird noch die Art der Freimachung des Flußbettes und die von verschiedenen Seiten angegebenen Pläne zur Verhinderung der Seddbildung besprochen. Es ist klar, daß mit zunehmender Kultur diese Erscheinung immer mehr abnimmt, wenn man aber bedenkt, daß es sich um außerordentlich große Flüsse in fast unbewohnten Gegenden handelt, so kann es sich vorläufig nur um wenig weitgehende Vorbeugungsmaßregeln handeln, die nur schrittweise ausgedehnt werden können.

Als Einleitung des Buches sind in kurzen Zügen die Verlandungserscheinungen stehender und fließender Gewässer übersichtlich zusammengestellt. Der zweite Teil faßt das Auftreten der Pflanzenbarren in Europa, Asien und Amerika zusammen, wo es im allgemeinen geringer, als in Afrika und insbesondere am Nil ist. Das Material ist mit vielem Fleiß zusammengesucht und verarbeitet, so daß man daraus einen guten Überblick über die noch wenig bekannten Erscheinungen der Pflanzenbarren im allgemeinen und die der afrikanischen Flüsse insbesondere erhält. Die beigegebenen Kartenskizzen geben auch ein anschauliches Bild über den mittleren Lauf des Nil und dessen Verlandungserscheinungen.

Messerschmitt.

Himmel und Erde, Unser Wissen von der Sternenwelt und dem Erdball. Herausgegeben von J. Plaßmann, F. Pohle, P. Kreichgauer und L. Waagen. Berlin und München 1909.

Dieses weit angelegte Werk, das in etwa 28 Lieferungen erscheint, liegt nahe vollendet vor. Es zerfällt, wie schon der Titel anzeigt, in zwei Teile, von welchem der erste, die Astronomie umfassend, ein frisches Bild dieses ältesten Zweiges der Naturwissenschaften gibt. In 6 Abschnitten werden nach einer allgemeinen Einleitung in die Naturwissenschaften, das Weltsystem, die Sonne, das Sonnensystem, die Fixsterne, die Hilfsmittel der Astronomie und die Kosmogonie besprochen. Der zweite Teil behandelt den Werdegang des Erdballs und seiner Lebewelt, seine Beschaffenheit und seine Hüllen, ist also vielfach geographischer Natur. L. Waagen gibt zunächst eine flott geschriebene Einleitung über das Wesen und den Inhalt der Geologie und führt dann in großen Zügen ihre Geschichte vor. Dann folgt die physikalische und dynamische Geologie von P. Kreichgauer. Hier wird kurz, aber übersichtlich die Größe und Gestalt der Erde erläutert und die Methoden ihrer Massenbestimmung gezeigt. Die Resultate der Schwerkraftmessungen in Bezug auf die Massenverteilung in der Erdkruste, sowie die Temperaturverhältnisse im Erdinnern finden eine eingehende Behandlung. Gestützt darauf wird unser Wissen über die Natur des Erdinnern dargestellt. Es folgt dann ein längeres Kapitel über die Meteorite, die ein sichtbares Bindeglied zwischen Himmel und Erde bilden. Die Entwicklung, das Alter und der Untergang der Erde bilden den Schluß der Geophysik, ein Kapitel das mit den „Neuen Sternen“ im innigen Zusammenhang steht.

Das nächste Kapitel schildert die vulkanischen Erscheinungen der Erde, indem zuerst die einzelnen Typen erläutert werden, wobei auf die bekannten Vulkane Stromboli und Vesuv näher eingegangen wird, woran sich dann die

anderen Formen anschließen. In besonderen Kapiteln werden die Kalderon und die Maare, deren Natur erst jetzt richtig erkannt worden ist, behandelt. Es sei dabei nur auf die neueren Untersuchungen des Ries durch Branca und Fraas verwiesen. Znm Schluß werden in diesem Kapitel die Vulkangruppen behandelt, wobei naturgemäß Betrachtungen über Spalten, Senkungen, Gräben etc. ihren Platz finden. Es steht daher dieses ganze Kapitel im innigen Zusammenhang mit den geographischen Erscheinungen der Erde. Das nächste Kapitel behandelt die Eruptivgesteine und ihre Einwirknng auf die Umgebung, ist also mehr geologischer Natur. Es folgen nun die wichtigsten Grundbegriffe der Geologie und Tektonik, woranf die Gebirgsbildung in anschaulicher Darstellung gebracht wird. Auf Grund eines historischen Rückblickes können die neueren Ansichten tiefer begründet werden. Hier findet im Anschluß an die Betrachtungen über „Hebungen und Senkungen" die Erdbebenkunde ihren Platz.

Jetzt kann auch der Einfluß von Wasser, Luft und der Organismen auf die Erdrinde studiert werden. Grundwasser, Quellen, Thermen, Geysir und Mineralquellen folgen. Die Wirknng des fließenden Wassers in seinen verschiedenen Erscheinungsformen werden in abgerundeter Form vorgeführt und damit die „Talbildungen" und Karstbildungen eingeleitet. Es folgen die Wirkungen von Wasser und Wind und in dem letzten (22.) bis jetzt erschienenen Hefte die aufbauende Wirkung von Wasser, Luft und Organismen.

Es sind noch weitere Abschnitte über historische, topographische, angewandte Geologie und Meteorologie vorgesehen.

Die bis jetzt vorhandenen Lieferungen sind in guter populärer Form geschrieben und mit reichem Bilderschmuck versehen, der durchgehends mit großem Geschick ausgesucht und vortrefflich reproduziert ist. Es kann daher das Werk auch weiteren Kreisen wohl empfohlen werden. Messerschmitt.

Heiderich, F. und Sieger, R. Karl Andrees Geographie des Welthandels. Eine wirtschaftsgeographische Schilderung der Erde. 1. Band. 1. Hälfte. 419 S. 8°. Frankfurt a. M. 1909.

Als K. Andree 1867 den ersten Band seiner „Geographie des Welthandels" herausgab, betrat er völlig neues Gebiet, das seither eine ungeahnte Bedeutung gewonnen hat. Wenn auch der Gegenstand neu war, so verstand es doch Andree ihn gleich so zu behandeln, daß die Arbeit zugleich grundlegend war. Es ist daher nicht zufällig, daß der Wunsch einer Neuauflage seit langem existierte, trotz der vielen seither entstandenen wirtschaftsgeographischen Bücher. Natürlich konnte ein Abdruck auch unter Zufügung neuerer Forschungen nicht stattfinden, sondern es mußte eine völlig neue Bearbeitung vorgenommen werden. In den beiden auf diesem Gebiete bewährten Geographen Prof. Heiderich in Wien und Prof. Sieger in Graz gelang es der Verlagsbuchhandlung die Männer zu finden, die neue Auflage ganz im Geiste Andreescher Anschauung zu bearbeiten.

Das erste Kapitel „Die Wirtschaftsgeographie und ihre Grundlagen" von F. Heiderich (S. 15—103) ist ein interessant geschriebener Essay, dem zu wünschen ist, daß er nicht nur in geographischen Kreisen, sondern auch in der eigentlichen Handelswelt gelesen und studiert wird. Trotz der allgemein verständlichen Form ist er von tiefem wissenschaftlichem Geist durchweht. Das zweite Kapitel, die „Handelskundlichen Grundbegriffe", ist vom Landesschulinspektor K. Ottel in Wien ge-

schrieben. Nach einer kurzen Einführung folgen die Elemente des Verkehrs (Waren, Geld, Geldersatz); die Handelsorganisationen (rechtlich Formen, Warenhandel, Bankgeschäft, Hilfsorganisationen, Marktorganisationen) und die Handelspolitik. Es werden hier die Grundbegriffe klar auseinandergelegt, auf die ja zugleich die weiteren Ausführungen zu fußen haben. Der dritte Abschnitt „Handel bei Naturvölkern" (S. 149—218 von Dr. F. Graebner in Köln) ist geschichtlich durchhaucht und gibt eine Darstellung, die in jeder Beziehung gelungen ist. Der nächste Abschnitt „Hygiene im Weltverkehr" von Dr. R. Pösch beschließt die einleitenden Kapitel. In welchem Sinne dieser Teil durchgeführt ist, läßt sich aus den einzelnen Absätzen erkennen. Zuerst wird die geographische Verbreitung der Krankheiten behandelt, die auch kartographisch dargestellt wird. Es folgen die Infektionskrankheiten (Inkubationszeit, Fieber, Immunität, Therapie, Quarantäne). Im speziellen Teil wird behandelt Pest, Gelbes Fieber, Malaria (S. 235—244), Schwarzwasserfieber, Lepra, Beri-Beri, Elephantiasis, Schlafkrankheit, Kala-azar, Pocken, Cholera, Ruhr und schließlich Seekrankheit, Sonnenstich, Hitzschlag, Alkoholismus, Tropen-Koller und Schlangenbiß.

Es folgt nun die eigentliche Wirtschaftsgeographie und zwar zunächst von Mittel- und Westeuropa von F. Heiderich (S. 274—419), womit die erste Hälfte schließt. Es würde hier zu weit gehen, näher auf diesen Abschnitt einzugehen; jedenfalls ist es dem Verfasser gelungen ein übersichtliches, abgerundetes Ganze zu geben, dessen Studium angelegentlich empfohlen sein möge.

Nach dem vorliegenden ersten Halbband zu schließen, wird das Werk voll und ganz das Ziel erreichen, was es sich gesteckt, nämlich die charakteristischen wirtschaftsgeographischen Erscheinungen und ihren ursächlichen Zusammenhang wissenschaftlich genau aber doch gemeinverständlich zu schildern.

Messerschmitt.

Götz, Wilhelm, Frankenland. Ober-, Mittel- und Unterfranken. (Land und Leute. Monographien zur Erdkunde. In Verbindung mit Anderen herausgegeben von A. Scobel, Bd. 23.) Mit 150 Abbildungen nach photographischen Aufnahmen und einer farbigen Karte; Bielefeld und Leipzig, Velhagen & Klasing 1909; 187 S. gr. 8°. kart. Mk. 4.

In der bekannten Scobelschen Sammlung erdkundlicher Monographien hat Prof. W. Götz in München, der Verfasser des großen zweibändigen geographisch-statistischen Handbuches von Bayern wie der kleinen Landkunde des Königreichs Bayern in der Sammlung Göschen vor kurzem speziell die fränkischen Gebiete Bayerns für einen weiteren Leserkreis in vortrefflicher Weise behandelt. Dem schildernden Wort kommt hier noch die reiche und schöne Ausstattung mit charakteristisch ausgewählten Illustrationen besonders zu statten! Alle drei fränkischen Gebiete sind in dieser Darstellung mit gleicher Liebe und Sorgfalt behandelt. Der Einzelbeschreibung gehen drei allgemeine Abschnitte voraus, die der „Bodengestalt und Entstehung", dem „Pflanzenkleid" und der „Geschichte" gerecht zu werden sich bemühen; das erste von diesen drei einleitenden Kapiteln ist naturgemäß das eingehendste; es bespricht: Fichtelgebirge und Frankenwald mit ihren Vorlanden (1), den Jura (2), die Keuperplatte Frankens oder die Fränkische Terrasse (3), die Fränkische Platte (4), sowie Rhön und Spessart (5) als die natürlichen Abteilungen Frankens in knappen Zügen, die auf Studien und eigenen Beobachtungen beruhen.

Auch das Pflanzenkleid wird für folgende Gruppen in charakteristischen Strichen gezeichnet: für das Berglandgebiet des Nordostens, den Juraanteil, das Keupergebiet, die Muschelkalkzone, die Rhön und das Buntsandsteinland des Nordwestens. In diesem Abschnitt fielen dem Referenten einige Versehen auf, die für eine zweite Auflage auszumerzen sind: S. 44 ist von den „Stäudchen der schwarzblauen Moosbeere (Vaccinium oxycoccos)" die Rede; gemeint ist jedenfalls die Sumpfheidelbeere (Vaccinium uliginosum), S. 46 ist das Stiefmütterchen als Viola lutea bezeichnet (statt Viola tricolor) und gleich darauf wird die Bartnelke (Dianthus barbatus) genannt, die aber im Gebiet nicht wild vorkommt, S. 48 steht Monocodyle statt Monocotyle, S. 51 cornus statt Cornus, beides nur Druckfehler, S. 52 Centaurea maculata für Centaurea maculosa; und gleich darauf wird Gentiana cruciata als in früher Jahreszeit mit den Primeln blühend genannt, während diese Gentiane ihre Blüten doch erst im Sommer (vom Juni bis August) entfaltet (gemeint ist G. verna); Polygala Chamaebuxus gehört nicht zu den „Roßkastanienartigen" sondern zu den Polygalaceen, auch ist auf S. 56 besser Orchidee für Orchis zu setzen, auf S. 57 fehlt der Gattungsname Prunella, auch steht hier Alchimilla für Alchemilla; schließlich dürfte es sich wohl empfehlen, die lateinischen Artnamen sämtlich auszuschreiben.

Im geschichtlichen Abschnitt werden die alten Zeiten, das frühere und spätere Mittelalter und die Neuzeit in prägnanten Strichen gezeichnet.

Den Hauptteil des Bandes stellt die nunmehr folgende Einzelschilderung des landschaftlichen Aussehens und der wichtigeren Siedelungen dar: zunächst sind hier die Gebiete rechts des Oberen Maines berücksichtigt, sodann die Gegenden des nördlichen und mittleren Jura, das Keupergebiet der Regnitz und des mittleren Maines, das Gelände an der Rednitz und im südlichen Jura, dasjenige im Bereich der Frankenhöhe sowie endlich das am unteren Main. Überall werden die wesentlichen Züge, die geographisch wichtigen Gesichtspunkte scharf betont, so daß vor dem geistigen Auge des Lesers ein lebendiges und lebenswahres Bild entsteht, das viele zum eigenen Aufsuchen so manchen entlegenen Punktes anregen dürfte! Der Referent z. B. wurde in verschiedener Hinsicht auf ihm noch unbekannt Gebliebenes hingewiesen und wünscht dieser auf intimer Kenntnis der fränkischen Lande beruhende Schilderung eine recht weite Verbreitung!

Fr. Regel.

Mitglieder-Verzeichnis

der

Geographischen Gesellschaft

in München

Stand 1. Mai 1909.

PROTEKTOR:

SEINE KÖNIGLICHE HOHEIT

PRINZ LUITPOLD

REGENT VON BAYERN.

Inhaber

der goldenen Prinz Ludwig-Medaille:

Wirkl. Geh. Rat Dr. Georg von Neumayer, Exzellenz. 1903.
Prof. Dr. Gottfried Merzbacher. 1904.

der silbernen Prinz Ludwig-Medaille:

Prof. Dr. Wilhelm Götz. 1904,
Oberbergrat Prof. Dr. Ludwig von Ammon. 1906.
Generalmajor z. D. Karl Neureuther. 1908.

Ehren-Präsident:

Seine Königliche Hoheit
Prinz Ludwig von Bayern.

Vorstandschaft 1909.

I. Vorsitzender:
Professor Dr. Erich von Drygalski.

II. Vorsitzender:
Generalmajor Alois Heller.

I. Schriftführer:
Professor Dr. J. B. Messerschmitt.

II. Schriftführer:
Assistent Ludwig Distel.

Schatzmeister:
Professor Dr. Hermann Stadler.

Bibliothekar:
Professor Dr. Lucian Scherman.

Konservator:
Schulrat a. D. Dr. med. et phil. Wilhelm Rohmeder.

Beisitzer:
Major a. D. Joseph Baumann.
Professor Dr. Friedrich Erk.
Rat am Obersten Landesgericht Friedrich Escherich.
Professor Dr. Wilhelm Götz.
Generalmajor z. D. Karl Neureuther.
Kommerzienrat Roman Oberhummer.
Professor Dr. August Rothpletz.
Professor Dr. Peter Vogel.

Ehrenmitglieder.

Die Jahreszahlen am Schlusse bezeichnen die Zeit der Ernennung.
Mitglieder, welche der Gesellschaft seit ihrer Gründung angehören, sind mit * bezeichnet.

Ihre K. Hoheit Prinzessin Therese von Bayern, K. Residenz. 1892.
Amundsen, Roald, Kapitän, Christiania. 1907.
Buchner, Dr. Max, Professor und Konservator, München, Jägerstraße 11/I. 1882.
Cora, Dr. Guido, Professor, Direkt. propr. del „Cosmos", Roma, Via Nationale 181. 1894.
Crailsheim, Dr. Krafft Graf von, Exzellenz, K. Kämmerer, Staatsminister und Reichsrat der Krone Bayern, München, Seestraße 3a. 1899.
Fischer, Dr. Theobald, Universitätsprofessor, Marburg i. H. 1894.
Gerland, Dr. Georg, Universitätsprofessor, Straßburg i. E., Schillerstraße 6. 1894.
Günther, Dr. Siegmund, K. Professor an der Technischen Hochschule, München, Akademiestr. 5/III. 1906. (Ord. Mitgl. 1886.)
Hedin, Dr. Sven von, Forschungsreisender, Stockholm, Norre Blasieholmhammsn 5. 1903.
Hirth, Dr. Friedrich, Professor und Direktor des Sinologischen Institutes an der Columbia University in New-York. 1896.
Landmann, Dr. Robert Ritter von, Exzellenz, K. Staatsminister, Staatsrat im a. o. D., München, Heßstr. 6/I. 1899.
Lenz, Dr. Oskar, K. K. Hofrat, Universitätsprofessor, Prag, Weinberge, Untere Blanikgasse 6. 1894.
Löw, Dr. Oskar, Universitätsprofessor, München, Hasenstr. 36/I. 1876.
Nansen, Dr. Fridtjof, Professor, norweg. Gesandter, London, Viktoria Street 36 SW. 1898. (Korr. Mitgl. 1886.)
Neumayer, Dr. phil. Georg von, Exzellenz, Professor, Wirkl. Geh. Rat, Neustadt a. d. H. (Pfalz), Hohenzollernstr. 7. 1869.
Oberhummer, Dr. Eugen, Universitätsprofessor, Wien IX, Alserstraße 28. 1903.
Partsch, Dr. Joseph, Professor, Geh. Reg.-Rat, Leipzig, Parkstr. 11/III. 1894.
Payer, Dr. Julius Ritter von, Wien III, Bechardgasse 24. 1874.
Pechuel-Loesche, Dr. Eduard, Universitätsprofessor, Erlangen. 1906. (Korr. Mitgl. 1900.)
Penck, Professor Dr. Albrecht, K. K. Hofrat, Berlin NW. 7, Georgenstraße 34—36 (Institut für Meereskunde). 1892. (Korr. Mitgl. 1886.)

Regel, Dr. Fritz, Universitätsprofessor, Würzburg. 1906. (Korr. Mitgl. 1900.) Rückertstr. 13a.
Reichard, Paul, Charlottenburg, Kantstr. 9. 1886.
Savoyen-Aosta, S. K. Hoheit Prinz Ludwig von, Herzog der Abruzzen in Turin. 1906.
Schweinfurth, Dr. Georg, Professor, Berlin W. 57, Potsdamerstr. 75a. 1872.
Stein, Marc Aurel, Insp, Gen. of Educ. and Archeol. Surveyer Peshawar (Indien). 1909.
Slatin Pascha, Rudolf Ritter von, Generalmajor, Kairo. 1895.
Supan, Dr. Alexander, Professor, Herausgeber von „Petermanns Mitteilungen", Gotha. 1896.
Wagner, Dr. Hermann, Geh. Regierungsrat, Universitätsprofessor, Göttingen, Grüner Weg 8. 1894.
Wheeler, George, Kapitän, Washington, D. C., U. S. A. 1876.
Wichmann-Eichhorn, Karl Freiherr von, Herzogl. Sächsischer Hof-Reisemarschall a. D., München, Ainmillerstr. 33. 1899.
Wilczek, Hans Graf von, Exzellenz, K. K. Wirkl. Geheimer Rat, Wien I, Herrengasse 5. 1874.

Korrespondierende Mitglieder.

Bebber, Dr. W. Jakob van, Professor, Abteilungsvorstand der Deutschen Seewarte, Altona, Allee 229. 1894.
Bergeat, Dr. Alfred, Universitätsprofessor, Königsberg i. P. 1900.
Brenner, Dr. Oskar, Universitätsprofessor, Würzburg. 1892.
Brückner, Dr. Eduard, Universitätsprofessor, Wien. 1892.
Cvijić, Dr. Jovan, Professor, Belgrad. 1903.
Dalla Vedova, Giuseppe, Professor an der Universität Rom, Via Cavour 108. 1900.
Davis, William Morris, Professor der physischen Geographie am Harvard College, 17 Francis Avenue, Cambridge, Mass., U. S. A. 1894.
Diener, Dr. Karl, Universitätsprofessor, Palaeontologisches Institut der Universität Wien. 1896.
Drygalski, Dr. Erich von, Universitätsprofessor in München. 1894.
Felkin, Dr. Robert, London, Oxford Gardens 12. 1886.
Gallois, Lucien, Professeur, Maître de Conférences de Géographie à la Sorbonne, Paris V, Rue Pierre Nicole prolongée No. 7. 1900.
Geiger, Dr. Wilhelm, Universitätsprofessor, Erlangen. 1891.
Götzen, G. A. Graf von, Gremsmühlen Holstein. 1895.
Goltz, Colmar Freiherr von der, Exzellenz, preuß. General der Infanterie, Kommandeur des I. Armeekorps, Königsberg. 1900.

Graf, Dr. J. H., Universitätsprofessor, Bern. 1892.
Haardt, Vinzenz, von Hartenthurn, Abteilungsvorstand im K. K. Milit.-geogr. Institut, Wien. 1904.
Hugues, Dr. Luigi, Professor an der Universität Turin, Casale di Monferrato, Via Roma 4. 1894.
Kan, Dr. C. M., Universitätsprofessor, Amsterdam. 1894.
Keltie, John Scott, L. L. D., Secretary of the R. Geogr. Society, London W. 1, Saville Row. 1900.
Kittler, Dr. Christian, Professor am Realgymnasium, Nürnberg, Friedrichstr. 55/III. 1909 (ord. Mitglied 1896).
Lehmann, Dr. F. W. Paul, Gymnasialdirektor, Stettin, Grabowerstraße 24. 1894.
Lehmann, Dr. Rich., Geh. Regierungsrat und Universitätsprofessor, Godesberg a. Rhein, Rheinallee 66. 1897.
Meyer, Dr. Hans, Professor, Leipzig-R., Haydnstr. 20. 1891.
Miliarakis, Antonios, Athen, *Ὁδὸς Πινακωτῶν* 58. 1900.
Mystakidis Effendi, Dr. B. A., Professor, Konservator am Museum, Konstantinopel. 1900.
Naumann, Dr. phil. Edmund, Direktor der Bergzentrale, Frankfurt a. M., Rosserstr. 15/I. 1898.
Pfeil, Joachim Graf von, preuß. Kammerherr, Schloß Friedersdorf, Kreis Lauban (Schlesien). 1900.
Philippson, Dr. Alfred, Universitätsprofessor, Halle a. S. 1903.
Pompeckj, Dr. J. F., Universitätsprofessor, Göttingen. 1904.
Sapper, Dr. Karl, Universitätsprofessor, Tübingen. 1903.
Schück, A., Kapitän, Hamburg, Bürgerweide 20. 1896.
Sieger, Dr. Robert, Universitätsprofessor, Graz, Richard Wagnerstraße 13. 1903.
Ule, Dr. Willi, Universitätsprofessor, Rostock. 1904.
Walther, Dr. Johannes, Universitätsprofessor, Halle a. S., Domstraße. 1894.
Zimmerer, Dr. Heinrich, Gymnasialprofessor, Regensburg, Neues Gymnasium. 1900.
Zöller, Hugo, Berichterstatter der Kölnischen Zeitung, München, Museumstr. 1/III. 1888.

Ordentliche Mitglieder.

*Seine K. Hoheit Prinz Ludwig von Bayern, Briennerstr. 50. 1869.
Seine K. Hoheit Prinz Rupprecht von Bayern. 1897.
Seine K. Hoheit Prinz Leopold von Bayern, Leopoldstr. 13. 1873.
Seine K. Hoheit Prinz Georg von Bayern, Leopoldstr. 13. 1899.
Seine K. Hoheit Prinz Ludwig Ferdinand von Bayern, Nymphenburg. 1877.
Seine K. Hoheit Prinz Alfons von Bayern, Fürstenstr. 1. 1900.
Seine K. Hoheit Herzog Siegfried in Bayern, Schloß Biederstein. 1900.
Seine K. Hoheit Herzog Christoph in Bayern, Schloß Biederstein. 1900.
Seine K. Hoheit Prinz Konrad von Bayern, Leopoldstr. 13. 1907.

*Ackermann, Theodor, Hofbuchhändler, Promenadepl. 10/0. 1869.
Adam, Wilhelm, Zollinspektor, Frankfurt a. M., Brentanostr. 22/III.
Adlerstein, Arnold, Justizrat, Prinz Ludwigstr. 14/II. 1901.
Aichel, Dr. Oswald, Arzt und Konsul der Republik Peru, Ainmillerstraße 9. 1900.
Aischmann, Joseph, Rentier, Leopoldstr. 25/I. 1900.
Amann, Ernst, Kaufmann, Herzog Wilhelmstr. 21/0. 1907.
Ammon, Dr. Ludwig von, Oberbergrat und Honorarprofessor an der Techn. Hochschule, Akademiestr. 13/II. 1883.
Andrée, Dr. Richard, Professor, Friedrichstr. 9/I. 1903.
Anschütz-Kämpfe, Dr. Hermann, Kiel, Dammstr. 20—21. 1901.
*Arendts, Wilhelm, Oberinspektor, Vorstand der K. Bahnstation München-Hauptbahnhof, Bavariaring 17/II. 1869.
Arendts, Wilhelm, Leutnant im 3. Feld-Artillerie-Regiment, Linprunstraße 54/II. 1909.
Arnold, Dr. Bernhard Ritter von, Oberstudienrat, Gymnasialrektor, Thierschstr. 46/I. 1899.
Arnold, K. F., Rat am Obersten Landesgericht, Pettenkoferstraße 26/III. 1896.
Aufseß, Dr. phil. Otto Freiherr von und zu, Rittergutsbesitzer, Barerstr. 46/II. 1908.
Bachmann, Dr. Otto, Apotheker, Schellingstr. 28/I. 1903.

Bärmann, Friedrich, Generalmajor z. D., Elvirastr. 4/III r. 1906.
Baermann, Heinrich, Oberregierungsrat, Blumenstr. 17/III. 1886.
Baeyer, Dr. Adolf Ritter von, Exzellenz, Geheimer Rat, Universitätsprofessor, Arcisstr. 1/I. 1875.
Basch, Karl, cand. cam., Universität Tübingen. 1906.
Bauer, Franz, Rentner, Gabelsbergerstr. 28/IV. 1906.
Baumann, Joseph, Major a. D., Mannhardtstr. 5/I. 1903.
Baur, Joseph, Studienrat, Rektor der Maria Theresia-Kreisrealschule, Regerpl. 2/II. 1907.
Bayberger, Dr. Franz, Professor an der Gisela-Kreisrealschule, Metzstr. 23/II. 1909.
Bechtolsheim, Gustav Freiherr von, K. Kämmerer, Akademiestraße 7/III. 1904.
Beckh, Emil, Hauptmann im K. B. 8. Feld-Art.-Regt. Nürnberg, Petzoldstr. 6/I. 1903.
Benzino, Dr. jur. Ludwig, Gutsbesitzer, Friedrichstr. 19/I. 1900.
Bergeat, Emil, cand. geol., Bavariaring 10/II r. 1907.
Bertololy, Dr. Ernst, Rektor an der K. Realschule, Landau i. d. Pfalz. 1890.
Besthorn, Dr. Emil, Chemiker, Lessingstr. 3/II. 1903.
Betzel, A., Generalmajor z. D., Königinstr. 69/I. 1898.
Bibliothek, Königliche, in Berlin. 1882.
Böck, Julie, Oberkindergärtnerin, Herrnstr. 8/II. 1898.
Böhmländer, Abraham, Gymnasialprofessor, Pilotystr. 4/III. 1899.
Bomhard, Franz von, Hauptmann und Lehrer an der K. Artillerie- und Ingenieurschule, Galeriestr. 18/I. 1906.
Borzaga, Franziska, Seminaroberlehrerin, Prannerstr. 13/IV l. 1905.
Bothmer, Sophie Gräfin von, Oberstenswitwe, Luisenstr. 24/III. 1899.
Brandt, Karl, Rentner, Leopoldstr. 59/III. 1907.
Brauer, Agnes, Schriftstellerin, Nymphenburgerstr. 174/IV. 1907.
Breg, Joseph, Erzieher, Odeonspl. 4. 1898.
Brendel, Dr. Karl, Rentner, Martiusstr. 3/IV. 1892.
Broili, Dr. phil. Ferdinand, Professor, Konservator der paläontologischen Sammlung des Staates, Alte Akademie. 1900.
Brügel, Dr. phil. et med. Karl, Arzt, Ohmstr. 15/0. 1902.
Brug, Karl Ritter von, Generalmajor, Chef des Ingenieurkorps und Inspektor der Festungen, Thierschpl. 2/III. 1890.
Brunner, Ernst, Hauptmann im Topographischen Bureau, Kaiserstraße 46/I. 1906.
Buchholz, Adalbert, Buchhändler, Lerchenfeldstr. 5/III. 1895.
Bucksath, Jakobus, Großhändler u. Handelsrichter, Bavariaring 6/II. 1909.
Bürchner, Dr. Ludwig, Gymnasialprofessor, Salvatorstr. 3/II. 1907.
Bürker, Karl, Oberleutnant im 2. Feld-Artillerie-Regiment und Direktionsoffizier an der Artillerie- und Ingenieurschule, Olgastraße 2/III. 1906.

Bullinger Max, Kommerzienrat und Vize-Konsul, Martiusstr. 8/II. 1897.
Burkhardt, Dr. phil. Hans, Gymnasiallehrer, Altes Gymnasium, Würzburg. 1908.
Bursian, Dr. Heinrich, prakt. Arzt, Türkenstr. 63/III. 1892.
Cap, Joseph, Kommerzienrat und Hofhandschuhfabrikant, Knöbelstraße 16/II. 1897.
Capoll, Karl von, Württ. Oberstleutnant a. D., Steinsdorfstr. 15/IV. 1894.
Carnier, Franz Karl, geprüfter Lehramtskandidat, Blumenstr. 9/III r. 1907.
Catwinkel, Eduard, Privatier, Königinstr. 35a/II. 1890.
Closen-Günderrode, Hektor Freiherr von, Fideikommißbesitzer, München, Briennerstr. 54/I. 1893.
Crailsheim, Sophie Freifrau von, K. Kämmerers- und Gutsbesitzerswitwe, München, Rottmannstr. 12/II. 1905.
Crailsheim, Wilma Freifrau von, Schellingstr. 66/I. 1906.
Cramer-Klett, Theodor Freiherr von, Reichsrat der Krone Bayern, Gutsbesitzer, Ottostr. 9. 1892.
Dacqué, Dr. E., Assistent am Geolog. paläontolog. Institut, Alte Akademie. 1909.
Dall'Armi, Dr. Georg Ritter und Edler von, Bezirks- und prakt. Arzt, Goethestr. 50/II. 1900.
Dannbeck, Simon, Reallehrer an der Maria Theresia-Kreisrealschule, Wörthstr. 9/II l. 1909.
Deinhardt, Johann, Kaufmann, Hackenstr. 12/II. 1907.
Deuerling, Oswald, gepr. Lehramtskandidat und Präfekt am Realschulpensionat in Rosenheim. 1908.
Dietrich, August, Exzellenz, K. Generalleutnant z. D., Franz Josephstr. 15/0. 1902.
Distel, Ludwig, Assistent am Geogr. Institut der Universität, Gabelsbergerstr. 77. 1906.
Doflein, Dr. phil. Franz, a. o. Professor an der Universität, II. Konservator an der zool.-zootom. Sammlung des Staates, Adelheidstr. 6/II. 1898.
Drax, Alois, Beamter der Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, Maffeistr. 1. 1907.
Dröber, Dr. Wolfgang, Reallehrer, Liebigstr. 12/II. 1907.
Drygalski, Dr. Erich von, Universitäts-Professor, Ohmstr. 14/II. 1906. (Korr. Mitgl. 1894.)
Dühmig, Karl, Oberstleutnant z. D., Franz Josephstr. 7/I. 1890.
Düll, Wilhelm, Trigonometer und Vorstand der K. B. Messungsbehörde München, Brunnstr. 8/III. 1908.
Dürck, Dr. Hermann, Universitätsprofessor, Jena. 1902.
Du Moulin-Eckart auf Bertolzheim, Dr. Richard Graf, Professor an der Technischen Hochschule, Karl Theodorstr. 14. 1900.

Dupont, August, Buchhändler, Prannerstr. 13/0. 1892.
Ebert, Dr. Hermann, Professor an der Technischen Hochschule, Karl Theodorstr. 12 a. 1901.
Eckert, Dr. Karl, Justizrat, Ottostr. 12/I. 1902.
Eisenlohr, Dr. med. Ludwig, Friedrichstr. 2/II. 1887.
Enzensperger, Ernst, Reallehrer an der Realschule Bamberg. 1907.
Erk, Dr. Friedrich, Direktor der meteorolog. Zentralstation, Honorarprofessor an der Universität, Gabelsbergerstr. 22/II. 1884.
Escherich, Fr., Rat am Obersten Landesgericht, Heßstr. 2/III. 1876.
Fahrmbacher, Hans, Major z. D., Nikolaiplatz 1a/III.
Fauner, August, Eisenbahnoberrevisor, Marsstr. 4/III. 1904.
Feder, Hans, Rat am K. Verwaltungsgerichtshof, Akademiestr. 11/III. 1902.
Feil, Edmund, Diplom-Ingenieur, Staatsbaupraktikant, Pettenkoferstraße 9/IV l. 1907.
Filchner, Wilhelm, Oberleutnant, z. Z. Berlin W. 30, Speyererstr. 26. 1908.
Finsterwalder, Dr. Sebastian, Professor an der Technischen Hochschule, Franz Josephstr. 6/III. 1894.
Fischer, Dr. Ernst, prakt. Arzt und Gutsbesitzer, Stadtwaldhof, Post Landsberg a. L. 1899.
Fischer, Ludwig, Oberleutnant im 2. Inf.-Regt., Josephpl. 7/III r. 1899.
Fischer, Max, Justizrat, Notar a. D., Haydnstr. 6/II. 1905.
Fleischmann, Dr. phil. et jur., Rechtspraktikant und Schriftsteller, Herzog Rudolfstr. 37/III l. 1908.
Forster, Otto, Rechtsanwalt und Justizrat, Theatinerstr. 18/II. 1908.
Fränkel, Siegmund, Großhändler, Klenzestr. 30/II. 1895.
Frankenberger, Karl, Eisenbahnexpeditor, Ringseisstr. 10/III. 1904.
Friederich, Carl Theodor, Kaufmann, Goethestr. 72/0. 1899.
Fries, Theodor Ritter von, Exzellenz, General der Infanterie z. D., Reichsrat der Krone Bayern, Wilhelmstr. 11/I. 1879.
Füger, Otto, Hauptmann beim Generalstab des Gouvernements der Festung Ingolstadt. 1903.
Gasser, Dr. Max, Privatdozent, Vorstand der Abteilung für Aeronautik und Geodätik im militärwissenschaftlichen Institut A. u. R. Hahn, Kassel. 1902.
Gazert, Dr. med. Hans, prakt. Arzt, Partenkirchen. 1899.
Geffcken, Walter, Kunstmaler, Liebigstr. 37/IV. 1900.
Geiger, Dr. Theodor, Reallehrer an der städtischen Handelsschule, Adalbertstr. 29/II. 1898.
Geographisches Seminar der Universität, München. 1909.
Giulini, Anna, Großhändlerswitwe, Max Josephstr. 1/III. 1890.
Götz, Dr. Wilhelm, Professor an der Militär-Bildungsanstalt, Honorarprofessor an der Technischen Hochschule, Königinstr. 73a/0. 1885.

Goldschmidt I, Albert, Rechtsanwalt, Prielmayerstr. 8/II. 1905.
Goldschmidt, Heinrich, Kaufmann, Bayerstr. 57—59/I. 1909.
Goldschmidt, Max, Kaufmann, Kobellstr. 4/II. 1906.
Goll, Dr. Friedrich, Hauptlehrer an der Höheren Töchterschule, Gabelsbergerstr. 77a/0. 1902.
Grahl, Dr. med. W., Sophienstr. 1/0. 1907.
Gratzl, Dr. phil. Emil, Kustos an der K. Hof- und Staatsbibliothek, Erhardtstr. 11/II. 1904.
Grau, Heinrich, Bankdirektor a. D., Ludwigstr. 29/II. 1907.
Groth, Dr. Paul Heinrich Ritter von, Universitätsprofessor, Kaulbachstr. 62/I. 1883.
Grothe, Dr. jur. et phil. Hugo, Deisenhofen bei München. 1902.
Gruber, Dr. Anton, Gymnasiallehrer, Gabelsbergerstr. 1b/III. 1908.
Güttler, Dr. Karl, Universitätsprofessor, Schellingstr. 4/III. 1884.
*Guggenheimer, Eduard, Bankier, Arcisstr. 14/II. 1869.
Gyßling, Franz, Major a. D., Türkenstr. 3/0. 1909.
Haas, Adolf, Farbenfabrikant, Buttermelcherstr. 15/II. 1908.
Haas, Dr. Hippolyt, Universitätsprofessor, Kiel, Moltkestr. 28. 1906.
Haase, Julius, Baurat im K. Kriegsministerium, Konradstr. 9/III. 1907.
Habermann, Gustav Freiherr von, K. Kämmerer, Major a. D., Maximilianspl. 11/III. 1901.
Hagen, Eduard, Generalmajor z. D., Rambergstr. 4/I. 1904.
Haller, Ferdinand, Oberstleutnant a. D., Ismaningerstr. 66/III. 1907.
Hartmann, Dr. Gottfried, Professor, Siegfriedstr. 13/I. 1905.
Hartmann, Dr. Joseph, Professor in Ingolstadt. 1899.
Hartmann, Marie, Oberstenswitwe, Adalbertstr. 41/III. 1904.
Hauser, Friedrich, Oberstleutnant a. D., Bavariaring 30/I. 1898.
Haushofer, Karl, Hauptmann bei der Kaiserlichen Botschaft in Tokio (Japan).
Hegi, Dr. Gustav, Privatdozent und Kustos am Botanischen Garten, Marsstr. 8/III r. 1906.
Heigel, Dr. Karl Ritter von, Exzellenz, Geh. Rat, Universitätsprofessor, Präsident der Akademie der Wissenschaften, Generaldirektor der wiss. Sammlungen des Staates, Theresienstr. 76/I. 1885.
Heinleth, Dr. med. Karl von, Bad Reichenhall. 1909.
Heitz jun., Dr. Wilhelm, prakt. Arzt, Pfisterstr. 5/II. 1899.
Helbling, Max, Hauptmann, Regensburg. 1898.
Heller, Alois, Generalmajor und Direktor des K. Topographischen Bureaus des Generalstabs, Sophienstr. 6/I. 1892.
Helmerichs, Hugo, Lehrer an der Technischen Hochschule, Richard Wagnerstr. 9/III. 1903.
Herr, Alfred, Hauptmann und Batteriechef im 7. Feld-Art.-Regt. „P.-R. L.“, Kaufingerstr. 25/III l. (Domfreiheit). 1903.
Hertwig, Dr. Richard, Geheimer Hofrat und Universitätsprofessor, Schackstr. 2/III. 1885.
Hesselberger, Franz, Lederfabrikant, Biederstein 7. 1900.
Hesselberger, Max, Fabrikbesitzer, Briennerstr. 48. 1901.

Heyn, August, Professor und Kunstmaler, Schwanthalerstr. 68/III. 1900.
Hiendlmayr, Anton, Kustos der Zoologischen Sammlung des Staates, Ottostr. 3a/II. 1870.
Hirmer, Dr. Joseph, Gymnasiallehrer, Ländstr. 4/III. 1908.
Hirsch, Dr. Adolf von auf Gereuth, Briennerstr. 8a/I. 1906.
Hirsch, Max, Großhändler u. Handelsrichter, Konradstr. 6/II. 1903.
Hirth, Dr. Georg, Schriftsteller, Beethovenstr. 4 u. 6/0. 1872.
*Hohenlohe-Schillingsfürst, Philipp Fürst von, Durchlaucht, Podebrad in Böhmen. 1869.
Hommel, Dr. Friedrich, Universitätsprofessor, Schwabingerlandstraße 50/I. 1885.
Huber, Adolf, Buchdruckereibesitzer, Schönfeldstr. 12. 1907.
Huber, Max, Kaufmann, Kaufingerstr. 10/II. 1897.
Huber, R., Major a. D., Kairo, Charch Abbassia 38. 1908.
Ibel, Adolf, Steuerrat, Wörthstr. 28/II. 1908.
Illing, Oskar, Major a. D., Karlstr. 23/II. 1881.
Inglsperger, Hans, Gymnasiallehrer, Maximilianstr. 24/III r. 1907.
*Jäger, Julius, Generaldirektionsrat a. D., Pettenkoferstr. 22/II GG. 1869.
Jodlbauer, Dr. Albert, Universitätsprofessor, Plinganserstr. 59/0. 1894.
Julius, Dr. Kaspar, Chorvikar bei St. Kajetan, Amalienstr. 24/IV r. 1901.
Kahl, Dr. Adolf, Oberkonsistorialrat, Gabelsbergerstr. 76a/III. 1899.
Kantschuster, Georg, Professor an der Luitpold-Kreisoberrealschule, Müllerstr. 34/III. 1898.
Kaulbach, Mina von, Privatiere, Ottostr. 1b/III. 1900.
Keim, Ernst, Generalmajor z. D., Ungererstr. 22/II. 1895.
Keller, Eugen Ritter von, Exzellenz, Generalleutnant z. D., Theresienstraße 36/I. 1892.
Kellermann, Karl, Kaufmann, Ansbach, Karolinenpl. 3/II. 1908.
Kemmerich, Max, preuß. Oberleutnant a. D., Kais. Türk. Generalkonsul, Friedrichstr. 11/I. 1903.
Kirchberger, Sebastian, Päpstl. Hausprälat, Domkapitular und Erzbisch. Geistl. Rat, Frauenpl. 13/II r. 1905.
Kitzinger, Dr. Friedrich, Privatdozent an der Universität, Fürstenstraße 15/I. 1907.
Kitzinger, Dr. Wilhelm, Rechtsanwalt, Promenadepl. 5/I. 1909.
Klaußner, August, K. Regierungsdirektor a. D., Maximilianstr. 37/II l. 1885.
Kleiber, Max, Professor an der Kunstgewerbeschule, Kreittmayrstraße 26/III r. 1886.
Knauer, Dr. Hans, Geologe, Arnulfstr. 20/I r. 1909.
Knoll, Dr. Ernst, Gymnasialprofessor, München, Blutenburgstr. 16/0. 1895.

Koehler, Heinrich, Chef des Norddeutschen Lloyds, Promenadepl. 19. 1902.
Köffler, Gustav A., Kunstmaler, Maximilianspl. 12b/I. 1906.
Könitz, Albert Freiherr von, Exzellenz, K. Kämmerer, Generaladjutant, General der Kavallerie z. D., Ludwigstr. 30. 1901.
Krallinger, Dr. Johann B., Studienrat und Rektor an der Luitpold-Kreisoberrealschule, Theresienstr. 38/IV. 1902.
Kramer, Carl, Kaufmann, Karlstr. 9/0. 1909.
Kramer, Maria Doris, Privatiere, Konradstr. 3/I l. 1909.
Krecke, Dr. Albert, prakt. Arzt, Beethovenstr. 10. 1897.
Kremer, Ludwig, Rat am Obersten Landesgericht a. D., Franz Josephstr. 16/I. 1901.
Krenkel, Dr. jur. Erich, Heßstr. 6/0. 1907.
Kreß von Kressenstein, Friedrich Freiherr von, K. Kämmerer, Generalmajor und Kommandeur der 2. Infanterie-Brigade, Maximilianstr. 18/IV. 1900.
Kreußer, Ralph Freiherr von, Oberstleutnant a. D., Rauchstr. 6/II. 1877.
Kreuter, A., Major a. D., Nikolaipl. 1/I. 1909.
Kübel, Theodor, Hauptmann im 1. Inf.-Regt., Theresienstr. 75/II GG. 1908.
Kühner, Max, Fabrikbesitzer, Prinzregentstr. 18/III. 1909.
Kuhn, Dr. Ernst Ritter von, K. Geheimer Rat und Universitätsprofessor, Heßstr. 5/I. 1899.
Laacke, Robert, Hauptmann und Lehrer an der K. Artillerie- und Ingenieurschule, Elvirastr. 4. 1900.
Landes, Therese, Rentiere, Steinsdorfstr. 6/III. 1907.
Langmantel, Dr. Val., Oberleutnant a. D., Fraunhoferstr. 12/II. 1878.
Laßberg, Dietrich Freiherr von, Hauptmann a. D., Sophienstr. 6/III. 1905.
Laßberg, Hans Freiherr von, Oberstleutnant, K. Kämmerer und Hofmarschall, Amalienstr. 95/II. 1895.
Lederle, H., prakt. Zahnarzt, Gewürzmühlstr. 21/0 l. 1907.
Lehrerinnen-Verein München (z. H. der I. Vorsitzenden Fräulein Luise Sigl), Thierschpl. 3/I. 1901.
Leiningen-Westerburg, Dr. Willy Graf zu, Privatdozent an der Universität, Steinsdorfstr. 12/I. 1907.
Leisewitz, Dr. Karl, Professor an der Technischen Hochschule, Pettenkoferstr. 28/I. 1902.
Leonhardt, Elisabeth, Stabsarztenswitwe, Rondell Neuwittelsbach 5. 1901.
Lerch, Joseph, Reallehrer, Hackenstr. 4/II. 1904.
Lersner, August Freiherr von, Kunstmaler, Schwanthalerstr. 71/III r RG. 1900.
Leuchs, Dr. med. Georg, Goethestr. 49/III. 1909.
Leuchs, Dr. Kurt, Elisabethstr. 16/III. 1908.

Levin, Herbert, Berlin W. 35, Potsdamerstr. 27. 1907.
Levinger, Dr. med. Siegfried, Maffeistr. 6/II. 1909.
Liebling, Georg, Hofpianist, Türkenstr. 6/I. 1906.
Lindl, Dr. Ernst, Privatdozent, Theresienstr. 39/I. 1897.
Linhart, Hugo, Privatier, Schraudolphstr. 14/I r. 1908.
Lissignolo, Albert, Major im Stabe des 2. Schweren Reiter-Regt., Landshut. 1901.
Littig, Dr. Karl Friedr., Gymnasialprofessor, Veterinärstr. 9/III. 1904.
Lobmeier, Dr. phil. Georg, Hauptlehrer an der städtischen Handelsschule, Ohlmüllerstr. 14/II r. Aufg. links. 1904.
Löher, Franz, K. Reichsarchivrat, Franz Josephstr. 3/0. 1892.
Löhner, Karl, Ingenieur, Rosenheimerstr. 17/II. 1907.
Löw, Florentin, Bankdirektor a. D., Arcisstr. 8/II. 1876.
Loreck, Karl, Major a. D., Steinsdorfstr. 1/IV. 1900.
Lufft, Ludwig, Hauptmann a. D., Bruderstr. 9/0. 1898.
*Lutz, Dr. Alban, prakt. Arzt, Residenzstr. 10/II. 1869.
Lutz, Heinrich, Topograph, Kurfürstenstr. 1/II. 1886.
Maas, Dr. phil. Otto, Universitätsprofessor, Nikolaipl. 1/II. 1895.
Macholl, Leopold, Kommerzienrat und Fabrikbesitzer, Herzog Heinrichstr. 11/I l. 1902.
*Maffei, Hugo Ritter von, Reichsrat der Krone Bayern, Guts- und Fabrikbesitzer, Arcisstr. 13/I. 1869.
Magistrat der Haupt- und Residenzstadt München. 1896.
Martin, Dr. Friedl., K. Wirkl. Bayer. Rat, Bürkleinstr. 12/0. 1893.
Massenbach, Karl Freiherr von, Major a. D., Wagmüllerstr. 18/I. 1894.
Maunz, Dr. Karl, prakt. Arzt, Karlstr. 1 Entresol. 1907.
May, Dr. med. Ferdinand, Hofrat, prakt. Arzt, Arcisstr. 10/0. 1904.
May, Dr. Richard, Universitätsprofessor, Sonnenstr. 12/I. 1899.
Mayer, Dr. Ludwig, Kustos an der K. Hof- und Staatsbibliothek, Arcisstr. 49/III l. 1908.
Mayer, Rudolf, Direktor, Nymphenburgerstr. 195/III. 1907.
Mayer-Doß, Georg Ludwig, Partenkirchen, Villa Christina. 1902.
Mayer-Starzhausen, Eduard von, Rentner, Leopoldstr. 34/II. 1905.
Mayer-Starzhausen, Max Edler von, Gutsbesitzer, Königinstr. 29. 1905.
Mayr, Dr. Georg von, Unterstaatssekretär z. D., Universitätsprofessor, Georgenstr. 38/I. 1899.
Mayr, Dr. Heinrich, Universitätsprofessor, Nördl. Auffahrtsallee 69/III. 1899.
Mayr, Max, cand. geogr., Herzog Wilhelmstr. 9/II l. 1906.
Mayrhofer, Ludwig, Zahnarzt, Amalienstr. 7/I. 1902.
Mendel, Joseph Ritter und Edler von, Apotheker, Hoflieferant, Siegesstr. 1/I. 1894.
Merzbacher, Dr. Gottfried, Professor, Skellstr. 9 II. 1899.
Messerschmitt, Dr. phil. J. B., Professor, Konservator des erdmagnetischen Observatoriums und der Erdbebenstation, Sternwartstraße 15. 1902. (Privatwohnung: Ismaningerstr. 64/III l.)

Metzeler, Rob. Friedrich, Kommerzienrat, Hermann Schmidstr. 10/0. 1886.
Mey, Oskar, Kommerzienrat in Bäumenheim bei Donauwörth. 1907.
Mezger, Philipp, Großhändler, Prinz Ludwigstr. 2/I. 1900.
Millbauer, Friedrich, Kaufmann, Maximilianspl. 23/II. 1903.
Miller, Friedrich von, Professor an der Kunstgewerbeschule und Erzbildner, Erzgießereistr. 47. 1902.
Mottes, Karl, Major a. D., Galeriestr. 13/III. 1905.
Mülholtzer von Mülholtz, Gertraud, Thierschstr. 31/III r. 1908.
Mylius, Dr. Hugo, Georgenstr. 7. 1909.
Neger, Dr. Albert, prakt. Arzt, Thorwaldsenstr. 5/I. 1895.
Neuburger, Julius, Großhändler und Dänischer Konsul, Max Josephstr. 6/0. 1899.
Neuburger, Ludwig, Kaufmann, Herzog Rudolfstr. 2/III. 1907.
Neuhöfer, Adolf, Eisenbahnexpeditor, Klenzestr. 30/III. 1907.
Neumayer, Dr. Ludwig, Privatdozent, Schwanthalerstr. 4/II. 1903.
Neureuther, Karl, Generalmajor z. D., Gabelsbergerstr. 17/I GG. 1890.
Noell, Matthäus, Rentner, Nußbaumstr. 8/IV l. 1906.
Oberhummer jun., Hugo, Kaufmann, Rosenstr. 12. 1895.
Oberhummer, Otto, Rentner, Maximilianstr. 16/0. 1899.
Oberhummer, Roman, Kommerzienrat, Württ. Konsul, Kaufingerstraße 2. 1895.
Obermair, Ludwig, Generalmajor z. D., Gabelsbergerstr. 20 a/III. 1905.
Oberndorff, Emma Gräfin von, Exzellenz, Türkenstr. 2/II. 1904.
Obernetter, Emil, Kunstanstaltsbesitzer, Schillerstr. 20. 1900.
Oebbeke, Dr. Konrad, Professor an der Technischen Hochschule, Jägerstr. 26/III. 1878.
Oettingen-Oettingen und Oettingen-Spielberg, Albr. Fürst von, Durchlaucht, K. Kronobersthofmeister, erbl. Reichsrat der Krone Bayern, Leopoldstr. 11/0. 1897.
Oldenberg, Dr. Adolf, Gymnasialprofessor a. D., Friedrichstr. 32/I. 1883.
Oldenbourg, Hans, Kommerzienrat, Buchdruckereibesitzer, Teilhaber der Firma R. Oldenbourg, Glückstr. 8a/I. 1878.
Ottenstein, Max, Privatier, Briennerstr. 9/I. 1904.
Parot, Dr. med. Karl, prakt. Arzt und Frauenarzt, Theresienstr. 72/III. 1897.
Payr, Joseph Ritter von, Generalstaatsanwalt bei dem Obersten Landesgericht, Skellstr. 6/III. 1898.
Pechmann, Wilhelm Freiherr von, Direktor der Bayer. Handelsbank, Prinz Ludwigstr. 16/IV. 1886.
Petters, Hugo, Rentner, Erhardtstr. 29 a/II. 1900.
Pflaum, Dr. Otto, Rechtsanwalt, Briennerstr. 5/II. 1906.
Picard, Dr. Max, prakt. Arzt, Türkenstr. 15/I. 1904.

Pieverling, Dr. Ludwig von, K. Hofrat, Apothekenbesitzer, Fürstenstraße 4/II l. 1880.
Plieninger, Dr. Felix, Professor, Hohenheim bei Stuttgart. 1896.
Posch, Lorenz, Rechtsanwalt, Frauenpl. 7/I. 1907.
Prinzinger, Dr. jur. August, em. Advokat. Salzburg 1894.
Quenstedt, Dr. Ernst, prakt. Arzt, Jägerstr. 2/III. 1899.
Radlkofer, Dr. Ludwig, Geh. Hofrat und Universitätsprofessor, Sonnenstr. 7/I. 1889.
Raesfeldt, Ludwig Freiherr von, Regierungsforstdirektor, Wagmüllerstr. 23/II. 1881.
Ramann, Dr. Emil, Universitätsprofessor, Zieblandstr. 16. 1900.
*Ranke, Dr. Heinrich Ritter von, Geh. Hofrat, Universitätsprofessor und Direktor des Kinderspitals, Arcostr. 10/II l. 1869.
Ranke, Dr. Johannes, Geh. Hofrat, Universitätsprofessor, Briennerstraße 25/III. 1892.
Ratzel, M., Frau Geheimrat, Kaulbachstr. 12/I. 1906.
Rau, Amalie, Leopoldstr. 36/I. 1909.
Rechberg, Bernhard Graf von, Maria Theresiastr. 15/0. 1909.
Reck, Heinrich, Hauptmann a. D., Sonnenstr. 4/III, Hotel Rheinpfalz, Zimmer 22. 1897.
Reiser, Dr. Karl, Professor, Liebigstr. 16/III. 1884.
Reschreiter, Rudolf, Kunstmaler, Steinsdorfstr. 1/III. 1904.
Richter, Emil, Kaufmann, Haydnstr. 5/I. 1906.
Rid, Dr. Hans, Hauptlehrer an der städtischen Handelsschule, Hildegardstraße 6/II. 1904.
Riederer, Max, Privatier, Mariannenpl. 4/II. 1897.
Rippstain, Regierungsrat, Vorstand der Bahnstation München, Arnulfstr. 1/II. 1905.
Röder, Ernst, Major z. D., Türkenstr. 103/II. 1900.
Rogler, Dr. Julius, prakt. Arzt, Promenadepl. 17. 1905.
Rohde, Dr. med. Albert, prakt. Zahnarzt, Gabelsbergerstr. 73/I. 1890.
*Rohmeder, Dr. med. et phil. Wilhelm, Stadtschulrat a. D., Gern bei München, Malsenstr. 50. 1869.
Rosenthal, Jacq., Buch- und Kunsthändler, Karlstr. 10/0. 1897.
Roß, Dr. Hermann, Konservator am botanischen Museum des Staates, Richard Wagnerstr. 18/IV. 1903.
Rothamel, Heinrich, Oberstleutnant im Topographischen Bureau des K. B. Generalstabes, Briennerstr. 33/0. 1900.
Rothpletz, Dr. August, Universitätsprofessor, Giselastr. 6/I. 1884.
Rottmanner, Max, Hofjuwelier, Theatinerstr. 31. 1902.
Rüttger, Karl, Kustos an der K. Hof- und Staatsbibliothek, Lenbachplatz 1/III l. 1903.
Ruez, Heinrich, Prälat, Hofkaplan S. K. H. des Prinzen Ludwig Ferdinand von Bayern, Nymphenburg, nördl. Flügel 2. 1876.
Sachs, Heinrich, Kaufmann, Kosttor 3/I. 1876.
Sandler, Dr. phil. Christ., Privatgelehrter, Maria Theresiastr. 8. 1886.

Sauer, Karl Theodor von, Exzellenz, General der Artillerie z. D., Arcisstr. 24/I. 1898.
Schacky, Ludwig Freiherr von, K. Kämmerer und Oberstleutnant a. D., Prinzregentenstr. 16/I. 1903.
Schätz, Aug., Staatsrat im o. D. im Staatsministerium des Innern für Kirchen- und Schulangelegenheiten, Müllerstr. 3/III. 1895.
Schellenberger, Gustav, Hauptmann, Chef der Telegraphen-Kompagnie, Barerstr. 80/III. 1899.
Schenk, Albert, Generalmajor z. D., Abteilungschef im K. Kriegsministerium, Thierschstr. 36/I. 1908.
Schenk, Wilhelm, Bezirksamtsassessor, Schwabach. 1907.
Scherer, Dr. Hans, Hauptlehrer an der städt. Handelsschule, Sendlingertorplatz 2/III. 1897.
Scherer, Wilhelm, Hoflieferant, Odeonspl. 12/0. 1907.
Schermann, Dr. Lucian, a. o. Universitätsprofessor und Direktor des ethnographischen Museums, Ungererstr. 18/II. 1897.
Schießl, Fritz, Staatsanwalt, Nymphenburgerstr. 51/II l. 1907.
Schilling-Cannstatt, Walter Freiherr von, Leutnant im 1. Feld-Art.-Regt., Amalienstr. 91/II l. 1905.
Schinner, Fr., Oberleutnant im 10. Inf.-Regt., Amalienstr. 72 III. 1907.
Schlagintweit, Franz, Reallehrer an der Maria-Theresia-Kreisrealschule, Regerpl. 1. 1907.
*Schlagintweit, Max, Oberstleutnant z. D., Arcisstr. 9/I. 1869.
Schleifer, Hans, Forstamtsassistent, Herzog Wilhelmstr. 24/II. 1907.
Schleinkofer, August, Großhändler, Rosental 2/III. 1903.
Schleussing, Frl. Anna Martha von, Sprachlehrerin, Schönfeldstraße 11/II Mittelbau. 1900.
Schloderer, Dr. phil. Peter, Institutsdirektor, Innere Wienerstr. 27/I. 1906.
Schmid, Therese, Seminar-Oberlehrerin, Ottostr. 2/I RG. 1880.
Schmidt, Dr. Max, Professor an der Technischen Hochschule, Kaulbachstraße 35/0 2. GG. 1891.
Schnee, Gotthilf, preuß. Hauptmann a. D., Amalienstr. 69/II. 1895.
*Schneider, Adolf, Gymnasialprofessor a. D., Nymphenburgerstraße 49/III. 1869.
Schneider, Friedrich, Schloßgutsbesitzer, Klenzestr. 1/II. 1873.
Schnorr von Carolsfeld, Dr. Hans, Oberbibliothekar, Franz Josephstr. 15/0. 1890.
Schoch, Wilhelm, Direktor der Süddeutschen Bodenkreditbank, Ludwigstr. 10/III. 1904.
Schönborn-Wiesentheid, Dr. jur. Erwin Erbgraf von, Briennerstraße 16. 1900.
Schoenninger, Alfred, Oberst a. D., Knöbelstr. 8/II. 1902.
Schöpping, Karl, Buchhändler, Kaufingerstr. 29. 1900.
Schöttl, Adalbert, Studienrat, Professor an der K. Ludwigs-Kreisrealschule, Holzhofstr. 1 GG. 1877.
*Schroll, Ludwig, Kreisschulrat, Langerstr. 2b/III. 1869.

*Schuh, Max Ritter von, Exzellenz, Generalleutnant z. D., Herzog Rudolfstr. 45/I. 1869.
Schultz, F., Forstassessor, Fürstenstr. 11/I. 1908.
Schumacher, Dr. Johannes, Konrektor am Kadettenkorps, Elvirastraße 1/III. 1902.
Schupp, Dr. phil. Falk, prakt. Zahnarzt, Sonnenstr. 24/II. 1902.
Schwab, Friedrich, Kaufmann, Konsul, Adelgundenstr. 1/I l. 1898.
Schwartz, Fritz, Direktor und Verlagsbuchhändler, Richard Wagnerstraße 3/II. 1903.
Schwarz, Georg, Eisenbahn-Oberinspektor a. D., Ismaningerstr. 66/III. 1909.
Schwind, Dr. Friedrich, Lehrer, Schießstättstr. 2/I. 1903.
Schwörer, Dr. jur. Emil, freires. Rechtsanwalt, Maximilianstr. 41/III. 1900.
Seckendorff, Agnes Freiin von, Gutsbesitzerswitwe, Schellingstraße 66/III. 1905.
Sedlmayr, Anton, Kommerzienrat, Großbrauereibesitzer, Karlstraße 93/I. 1898.
Seefried auf Buttenheim, Adolf Freiherr von, Major im K. B. 8. Infant.-Regt., kommandiert zum Reichs-Kolonialamt, Togo, Westafrika, Post Lome. 1896.
Seeliger, Dr. Hugo Ritter von, Universitätsprofessor, Geh. Rat, Direktor der Sternwarte, Sternwartweg 15/0. 1893.
Sendtner, Albert jun., Diplom-Ingenieur, Schillerstr. 22/II. 1907.
Sensburg, Dr. Waldemar, Kustos an der K. Hof- und Staatsbibliothek, Veterinärstr. 8/I. 1904.
Sickenberger, Sophie, Institutsinhaberin, Äußere Prinzregentenstraße 22 GG. 1905.
Siebert, Anna, Kunstmalerin, Rindermarkt 3/IV. 1905.
Simmer, Dr. Hans, Reallehrer an der Kreisoberrealschule, Kaiserslautern. 1907.
Simon, Dr. Richard, Universitätsprofessor, Giselastr. 29/I. 1900.
Simonsfeld, Dr. Henry, Universitätsprofessor, Schellingstr. 89/III. 1881.
*Sittl, Karl, Eisenbahnoffizial a. D., Herrnstr. 8/I. 1869.
Spatz, Dr. Bernhard, Hofrat und prakt. Arzt, Holzkirchnerstr. 1/0. 1884.
Spies, Karl von, K. Kämmerer, Oberstleutnant a. D., Riedhof, Post Wolfratshausen. 1897.
Springer, Jakob, Kaufmann, Rosenthal 16/II. 1905.
Stadler, Dr. Hermann, Gymnasialprofessor und Honorarprofessor an der Technischen Hochschule, Gewürzmühlstr. 11/III l. 1894.
Städtische Volksbibliothek, Rosental 7. 1894.
Staudt, Wilhelm von, Exzellenz, General der Infanterie z. D., Odeonspl. 5/I. 1890.
Steinheil, Dr. Fritz, prakt. Arzt, Karlstr. 24/II. 1904.
Steinheil, Karl, Buchhändler, Augustenstr. 60/I. 1881.

Steinitzer, Heinrich, Schriftsteller, Wilhelmstr. 8/I. 1900.
Stengel, Emil Freiherr von, Generalmajor z. D., Schellingstr. 54/I. 1902.
Stöckl, Dr. phil. Karl, Lyzealprofessor (Physik), Passau, Kirchplatz 49/II. 1897.
Stöhr, Hans, Generaldirektor der Versicherungsgesellschaft Arminia, Luitpoldstr. 15. 1900.
Stör, Hermann, Regierungsrat, Steinsdorfstr. 15/IV. 1905.
Stolypin, Nik. von, Kais. Russ. 1. Legationssekretär, Prinzregentenstraße 16/II. 1903.
*Straub, Firmin, Buchdruckereibesitzer, Ottostr. 11/I. 1869.
Strauß, Armin, Rentner, Königinstr. 85. 1904.
Strauß, S., Rentier, Briennerstr. 14/II. 1908.
Strauß, Sarah, Großhändlerswitwe, Promenadepl. 19. 1899.
*Strobl, Heinrich, Gymnasialprofessor a. D., Schützenstr. 9/II RG. 1869.
Strützel, Otto, Professor und Kunstmaler, Adalbertstr. 57/III. 1902.
Stumpf, Dr. Ludwig, Medizinalrat, prakt. Arzt, St. Annapl. 1/II. 1885.
Stumpf, Thekla, Verwaltungsgerichtshofratswitwe, Kaiserpl. 7/I. 1909.
Szkolny, Dr. med. Eugen, prakt. Arzt, Pettenbeckstr. 8/II. 1906.
Tann-Rathsamhausen, Ludwig Freiherr v. d., Generalmajor z. D., Friedrichstr. 19/I. 1904.
Tann-Rathsamhausen, Luitpold Freiherr von und zu der, kommand. General des III. Armeekorps, Exzellenz, Nürnberg. 1900.
*Tauffkirchen, Wilhelm Graf von, K. Kämmerer, Generalmajor, Hildegardstr. 5/I. 1869.
Theil, Julius, Magistratssekretär a. D., Corneliusstr. 6/III. 1907.
Trentini, Alois von, Generalmajor a. D., Luisenstr. 11/II. 1901.
Tüngler, Richard, Schwed. und Norweg. Konsul, Karlstr. 37/I. 1903.
Übelacker, Kajetan, Rechnungsrat, Schwanthalerstr. 68/III. 1872.
Ullmann, Isaak, Reallehrer a. D., Lilienberg 5/II Mittelb. 1874.
Ultsch, Andreas, Kaufmann, Friedrichstr. 15. 1905.
Ustrich, Oskar, gepr. Lehramtskandidat, Nymphenburgerstr. 53/0. 1905.
Utz, Franz, Vorstand des Landeserziehungsheims für Mädchen in Breitenbrunn am Ammersee. 1909.
Verri della Bosia, Max Graf von, Exzellenz, K. Kämmerer, General der Infanterie, Generalkapitän der Leibgarde der Hatschiere, Ottostr. 10/II. 1884.
Vierling, Albert, Rat am K. Obersten Landesgericht, Liebigstr. 5/II. 1900.
Vogel, Dr. Peter, Professor an der Artillerie- und Ingenieurschule, Linprunstr. 63/0. 1885.
Vogt, Dr. Karl, prakt. Arzt, Gauting. 1900.

Vollkommer, Dr. Max, Hauptlehrer I. Klasse an der städt. Höheren Töchterschule, Josephspl. 9/I. 1903.
Wagner, Dr. Gustav, Oberarzt und Direktor-Stellvertreter, Heil- und Pflegeanstalt Bayreuth. 1904.
Waitzfelder, Theodor, Bankier und Großhändler, Maximilianstr. 32/I. 1900.
Wals, Hans, Landgerichts-Obersekretär, Augsburg, Pfannenstiel 16/I. 1904.
Weber, Dr. Friedrich, Gymnasialprofessor, Würzburg, Altes Gymnasium. 1904.
Weber, Klara, Hofapothekerswitwe, Bavariaring 29/0. 1907.
Weber, Dr. Max, Professor an der Technischen Hochschule, Gabelsbergerstraße 73/III. 1903.
Wecklein, Dr. Nik., Oberstudienrat und Gymnasialrektor, Ludwigstraße 14/I III. Aufg. 1891.
Wehner, Dr. Anton Ritter von, Exzellenz, Staatsminister des Innern für Kirchen- und Schulangelegenheiten, Schwanthalerstr. 84/II. 1904.
*Weiß, Ignaz, Lehrer a. D., Dachau, Freisingerstr. 28. 1869.
Weißenberger, Wilhelm, Oberstleutnant z. D. im Topographischen Bureau des K. B. Generalstabes, Ainmillerstr. 17/III. 1907.
Wendland, Max Freiherr von, K. Kämmerer, Schloß Bernried. 1907.
Wichmann, Dr. phil. Georg, Direktor, Konradstr. 12/0. 1908.
Will, Dr. Friedrich, Privatgelehrter, Erlangen. 1895.
Wilhelm, Emil, Kommerzienrat, Maria Theresiastr. 4. 1898.
Windisch, Friedrich Ritter von, Exzellenz, General der Infanterie, Nymphenburgerstr. 44/II. 1901.
Winter, Albert, Gymnasialprofessor, Regensburg. 1906.
Winter, August, Geheimer Baurat im Kriegsministerium, Rauchstraße 6/I. 1903.
Wippel, Max, K. Reallehrer an der Gisela-Kreisrealschule, Kaiserstraße 29/III. 1909.
Wührer, Nikolaus, Reallehrer der Gisela-Kreisrealschule, Leopoldstraße 64/II. 1907.
Wülfert, Max, Hofrat, Franz Josephstr. 6/I. 1905.
Wuttke, Karl, Kunstmaler, Georgenstr. 40/II GG. 1895.
Xylander, Oskar Ritter von, Oberstleutnant a. D., Bruderstr. 9/I. 1882.
Zahn, Hans, Militärgerichtspraktikant, Regensburg, Schottenstr. A. 247/I. 1908.
Zaß, Hans, Kaufmann, Goch (Rheinland). 1904.
Zech, Julius Graf von, K. Kämmerer, Kaiserlicher Regierungsrat und Kanzler beim Gouverneur in Togo. Königinstr. 61/II. 1892.
Zeis, August, Post-Oberrevisor, Schießstättstr. 24/I l. 1893.
Zeitler, E., Realschulassistent, Kulmbach. 1909.
Zeulmann, Dr. Rudolf, Ministerialrat, Maximilianstr. 39/III. 1874.
Zezschwitz, Dr. Peter von, prakt. Arzt, Paul Heysestr. 21/II. 1887.

Ziegler, Marie von, Privatiere, Karlstr. 4/III. 1907.
Zobel, Marie Freifrau von, K. Kämmerers- und Oberstleutnantsgattin, Rheinbergerstr. 1/II. 1906.
Zobel zu Giebelstadt, Karl Freiherr von, K. Kämmerer, Oberstleutnant a. D., Arcostr. 8/IV. 1887.
Zöhnle, Adalbert, Oberlandesgerichtsrat, Theresienhöhe 3d/I. 1908.
Zugmayer, Dr. Erich, Elisabethstr. 3/0. 1909.
Zwickh, Nepomuk, Geheimsekretär, Möhlstr. 31/0. 1896.

Ausserordentliche Mitglieder.

Bruch, Ludwig, stud. phil., Ainmillerstr. 31. 1907.
Geßler, Otto, cand. rer. nat., Ainmillerstr. 28. 1907.
Jacobs, Dr. phil. Karl, Franz Josephstr. 46/III. 1907.
Speyer, Karl, cand. geol., Schönfeldstr. 34/I. 1907.

Akademische Buchdruckerei von F. Straub in München.

Mitteilungen

der

Geographischen Gesellschaft in München.

Fünfter Band.

(Fortsetzung der „Jahresberichte der Geogr. Gesellschaft in München".)

Herausgegeben

im Auftrage des Vorstandes von dem I. Schriftführer der Gesellschaft

Prof. Dr. J. B. Messerschmitt.

Mit 24 Tafeln.

München 1910.
Theodor Riedel's Buchhandlung
Depot der Kgl. Bayer. Generalstabskarten.

K. B. Hof- und Univ.-Buchdruckerei von Junge & Sohn, Erlangen.

Inhalt

des fünften Bandes.

Seite

Aigner, P. Damasus, Dr., Das Tölzer Diluvium, Geographisch-geologische Untersuchungen auf dem Gebiete der oberbayerischen Glazialablagerungen zwischen Loisach und Schlierach. (Mit 3 Tafeln.) . 1

Schlagintweit, M., Oberstleutnant z. D., Praktische Erfahrungen über Routenaufnahmen. (Mit 1 Tafel.) 160

Le Coq, von A. Dr., Reise und Ergebnisse der zweiten Deutschen Turfan-Expedition. (Mit 5 Tafeln.) 175

Mayr, Max, Dr., Morphologie des Böhmerwaldes. (Mit 8 Tafeln.) . . . 201

Knauer, J., Dr., Die tektonischen Störungslinien des Kesselbergs. (Mit 3 Tafeln.) 324

Merzbacher, G., Prof. Dr., Meine neue Tian-Schan-Expedition 1907—08. (Mit 4 Tafeln.) 347

Jahresbericht für 1909 189

Rechnungsablage für 1909 194

Bericht über die Veranstaltungen der Gesellschaft vom Juli 1909 bis Juli 1910 360

Referate und Bücherbesprechungen: E. Alt, L. Ambronn, K. Andree, J. Domke, O. Göllnitz, F. Heiderich, G. Hellmann, R. Martiny, J. Moriggl, R. Reinisch, K. Schottenloher, J. Schwender, R. Sieger, L. Weickmann, Pfälzische Heimatkunde . . . . . 195 u. 372

Referenten: L. Distel, Max Mayr, J. B. Messerschmitt, J. Schwender.

Sitzungsberichte:

Vortragende: Dr. E. Zugmayer (S. 360), Prof. Dr. G. Merzbacher, Frhr. M. v. Wendland (S. 361), Dr. A. v. Le Coq, Dr. O. Schlagintweit (S. 362), Herzog Adolf Friedrich zu Mecklenburg (S. 365), Prof. Dr. J. B. Messerschmitt, Dr. A. de Quervain (S. 366), Prof. Dr. J. Bonn (S. 367), Frhr. K. v. Wichmann-Eichhorn (S. 368), Prof. Dr. F. Sarre (S. 369), Dr. A. Wegener (S. 371), Prof. Dr. A. Rothpletz (Ausflug S. 372).

Das Tölzer Diluvium.

Geographisch-geologische Untersuchungen auf dem Gebiete der oberbayerischen Glazialablagerungen zwischen Loisach und Schlierach.

Mit einer geologischen Karte und zwei Tafeln.

Von Dr. P. Damasus Aigner,
Mitglied der bayerischen Franziskaner-Ordensprovinz, Lektor.

Einleitung.

In der vorliegenden Abhandlung übergebe ich unter dem Titel: „Tölzer-Diluvium" der Öffentlichkeit die Resultate meiner geographisch-geologischen Spezialstudien über die eiszeitlichen Ablagerungen im bayerischen Oberlande. Mein spezielles Studiengebiet erstreckt sich von den Loisachniederungen gegen Osten zu über das Isartal und Tegernseetal bis hinüber zum Schliersee, und von Lenggries aus bis hinab in die Gegend von Deisenhofen; es umfaßt also den Isargletscher, den Tegernsee- und Schliersee-gletscher, sowie die westlichen Partien des Inngletschers und vom Loisachgletscher jene Teile, die sich nach Osten zu über die Loisach ausgebreitet haben. Die übrigen Gletschergebiete der bayerischen Hochebene wurden zum Zwecke der Vergleichung der dortigen geologischen Verhältnisse mit denen unserer Gegend in meine Studien hereingezogen, in dieser Abhandlung aber werden sie nur gelegentlich erwähnt. Die beigegebene geologische Karte[1]) soll einen allgemeinen und raschen Überblick über die glazialen Bildungen zwischen Loisach und Schlierach ermöglichen. Diese Karte unterscheidet sich, wie man sofort sehen kann, von den nach Penck'scher Theorie gefertigten Karten

[1]) Die Karte schließt sich an die geologische Übersichtskarte der Gegend von München von L. v. Ammon an. 15. Heft der Jahresberichte. Festschrift der Geogr. Ges. in München. München 1894.

dadurch, daß ich auf ihr die Moränen der Außen- und Innenzone mit der gleichen Farbe eingetragen habe, und daß ich ebenso auch den „unteren Schottern" der Innenzone die gleiche Färbung gegeben habe, wie den Schottern der sog. Hochterrasse. Das entspricht meiner jetzigen Auffassung von dem geologischen Alter dieser Bildungen. Lange Zeit war ich Anhänger der Penck'schen Theorien von mehreren durch Interglazialzeiten getrennten selbständigen Eiszeiten. Aber meine nahezu zehnjährigen Studien haben mich mehr und mehr von Penck abgeführt und mich schließlich veranlaßt, den Standpunkt Pencks endgültig aufzugeben; ich schließe mich an Geinitz an und erkenne die Eiszeit als ein einziges und einheitliches Phänomen an, dessen Unregelmäßigkeiten und scheinbare Wiederholungen auf lokale Unterbrechungen und Schwankungen und auf gegenseitige Beeinflussung der einzelnen Gletscher während der Entwicklungsperiode der Eiszeit zurückzuführen sind. Des Näheren gesagt: Ich lege die beiden letzten Eiszeiten Pencks in eine einzige zusammen und fasse den Deckenschotter zwar als quartäre, nicht aber als eiszeitliche, sondern als voreiszeitliche Ablagerung auf, während deren Bildung die ersten Vorstöße der allmählich heranrückenden Eiszeit erfolgten. Die Gründe meiner Abschwenkung von Penck beruhen zum Teile auf tatsächlichen Beobachtungen, zum Teile auf theoretischen Erwägungen; sie sind in dem Abschnitte über „das geologische Altersverhältnis zwischen Außen- und Innenzone", und „über das geologische Alter des Deckenschotters" in genügender Ausführlichkeit dargelegt. Wenn im folgenden meist von der Eiszeit, statt, wie man vielleicht erwarten möchte, von der letzten Eiszeit die Rede ist, so erklärt sich das aus meiner eben angeführten Auffassung; wenn fernerhin gesprochen wird von Außen- und Innenzone, von Alt- oder Jungmoränen, so haben diese Bezeichnungen nicht die Bedeutung von Ablagerungen zweier verschiedener Eiszeiten, sondern „Altmoräne" und „Außenzone" bedeuten nur die zuerst, d. i. vor den Jungmoränen und außerhalb derselben gebildeten Ablagerungen, die aber ein und derselben Eiszeit angehören, wie diese.

Einzelne technische Worterklärungen und sonstige für Fachmänner überflüssige Notizen und Anmerkungen, die hin und wieder in den folgenden Zeilen zu finden sind, möge der geneigte

Leser damit entschuldigen, daß ich bei der Zusammenstellung meiner Studienergebnisse nicht bloß die Fachgelehrten, sondern auch jene „Freunde der geographischen und geologischen Wissenschaft“ im Auge gehabt habe, welche erfahrungsgemäß alljährlich in reichlicher Anzahl unsere schöne Gegend besuchen und neben ihrem Interesse für die so mannigfaltig entwickelten Formationsglieder aus alpinem Tertiär, Kreide, Jura und Trias, auch den zwar weniger imposanten, aber deshalb nicht weniger interessanten Glazialbildungen ihre Aufmerksamkeit zuwenden. Ihnen mögen die vorerwähnten Notizen nicht unangenehm sein.

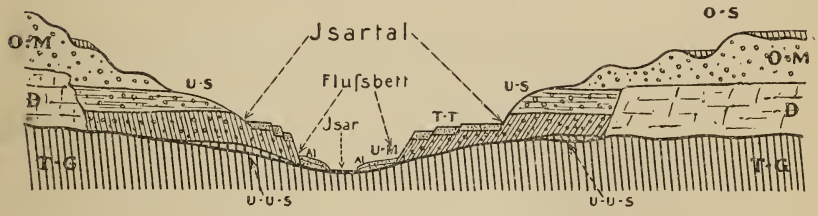
Meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Universitätsprofessor Dr. Rothpletz, der mich in das spezielle Studium der Glazialgeologie eingeführt hat, möchte ich an dieser Stelle meinen ehrfurchtsvollsten Dank aussprechen.

A. Innere Moränenzone.

(Sog. Jungmoränen und Niederterrassenschotter.)

Innerhalb der Jung-Endmoränen finden sich in unserer Gegend folgende diluviale Ablagerungen:

1. eine obere Moräne;
2. eine untere Moräne;
3. ein die obere Moräne überlagernder Schotter;



T-G *tertiärer Untergrund*; D *Deckenschotter*; U-M *und* O-M *untere u. obere Moräne*, U-S *unterer Schotter zur oberen Moräne*, U-U-S *unt. Schotter zur unt. Moräne*, O-S *oberer Schotter*, T-T *diluviale Talterrassen*
Al *Alluvium*.

Fig. 1. Schematisches Profil durch die Diluvialbildungen an der Isar bei Tölz. (Starke Überhöhung.)

4. mehrere aus Kies, Sand und sog. Seekreide bestehende fluvioglaziale Gebilde zwischen den beiden Moränen (untere Schotter);

5. ein die untere Moräne unterlagernder Schotter;

6. der Schotter der diluvialen Talterrassen, der aber noch über das Gebiet der inneren Zone, ja sogar noch weit über die Außenzone hinauszieht.

Also haben wir im Gebiete der inneren Moränen drei Schotter und zwischen ihnen liegend zwei Moränen; dazu kommen noch die glazialen Terrassenbildungen im Tale der Isar, Mangfall und Schlierach. Fig. 1 zeigt das in schematischer Weise.

I. Moränen.

1. Die beiden Moränen der Innenzone und deren Trennung.

Im Gebiete von Tölz findet sich echte Moräne — unzweideutig als solche gekennzeichnet durch die schmutzige, sandig-schlammige Grundmasse, in der zahlreiche, deutlich geschrammte Gesteine regellos eingebettet liegen — in drei verschiedenen Höhenlagen:

1. Ganz oben auf den Höhenzügen, wo sie entweder flach gewölbte, wenig mächtige Decken oder gut gerundete Kuppen oder in die Länge gezogene und meist bogenförmig gekrümmte Bergrücken bildet.

2. Ganz unten an der Isar und ihren Nebenbächen, wo sie in Form steilrandiger Ufer oft auf weitere Strecken aufgeschlossen ist.

3. In den Talgehängen, zwischen den beiden anderen Lagen, aber der unteren Lage näher als der oberen.

Die Moräne in dieser dritten Lage ist, wie die Untersuchung leicht und sicher ergeben hat, identisch mit der am Isarufer anstehenden, und ist nur scheinbar von ihr getrennt, indem ihr im Isartalboden Niederterrassenschotter aufsitzt. Somit haben wir in Wirklichkeit nicht drei, sondern nur zwei Moränen, die wir entsprechend ihrer Lagerung als „obere“ und „untere“ Moräne bezeichnen wollen.

Daß es sich bei den zwei Moränenablagerungen tatsächlich um zwei voneinander getrennte, verschiedene Moränen und nicht etwa bloß um ein und dieselbe Moräne in zwei verschiedenen Höhenlagen handelt, läßt sich mit voller Sicherheit an den zahlreichen Aufschlüssen nachweisen, die uns am Isarufer, in den tief eingeschnittenen Nebenbächen der Isar und in den künstlich

angelegten „Kiesgruben“ zur Verfügung stehen. Allenthalben sieht man, daß die untere Moräne sich nicht bloß seitlich an den Schotter anlehnt, sondern unter demselben fortzieht und in gleicher Weise kann man auch die Überlagerung des Schotters durch die obere Moräne beobachten. Die Feststellung zweier Moränen ist aber nicht neu. Penck hat bereits vor einigen Jahren im Isartal in der Gegend von Wolfratshausen, nämlich bei Icking, die untere Moräne aufgefunden; sie ist auch nicht überraschend, da sie von dem gleichen Forscher auch im Bereiche des Salzach- und Inngletschers bei Laufen und Rosenheim beobachtet wurde.

Die Trennung der beiden Moränen durch die Grundmasse oder durch das in sie eingelagerte Gesteinsmaterial scheint nach meinen Beobachtungen in unserer Gegend nicht durchführbar. Zwar ist die Grundmasse nicht überall die gleiche, sondern manchmal tritt mehr das tonige, ein anderesmal das sandige Bindemittel in den Vordergrund, aber diesen Wechsel fand ich in gleicher Weise bei der oberen wie bei der unteren Moräne. Ebenso sind kristallinische Gesteine, sowie Kalk- und Sandsteine anscheinend in denselben Mengenverhältnissen in beiden Moränen vorhanden. Auch der Grad der Verwitterung ist bei frischen Aufschlüssen der gleiche und bei beiden Moränen gering. Das dichte, undurchlässige Bindemittel, das die Steine von allen Seiten umschließt, schützt sie gut vor Wasser und Luft, weshalb dieselben fast durchwegs ein frisches Aussehen haben. Dieses gilt ganz besonders von den Kalksteinen. Auch die für das Moränenmaterial so charakteristischen Schrammen oder Kritzer auf den Steinen sind in beiden Moränen sehr gut erhalten. Gleichwohl war es möglich, mit Ausnahme von wenigen Stellen, die beiden Moränen mit Sicherheit auseinanderzuhalten. Als trennende Mittel dienten der zwischen beiden Moränen liegende Schotter, die Verfolgung der Horizonte und die Beobachtung der Oberflächenformen.

An jenen Stellen, wo Schotter und Moräne durch einen Aufschluß geöffnet sind, läßt sich ohne weiters entscheiden, ob man es mit oberer oder unterer Moräne zu tun hat, je nachdem der Schotter von der Moräne überlagert oder unterlagert ist. Wo nur die Moräne allein aufgedeckt ist, läßt sich diese als obere resp. untere bestimmen, indem man vom nächstgelegenen, sicheren verwendbaren Aufschluß aus den geologischen Horizont

verfolgt. Sobald man einmal einen allgemeinen Überblick über den geologischen Aufbau einer Gegend gewonnen hat, hat dieses Verfahren keine besondere Schwierigkeit mehr, wenigstens dann nicht, wenn in nicht zu großer Entfernung der Schotter überhaupt zur Ablagerung gekommen ist. Anders gestaltet sich die Untersuchung, wenn auf größere Erstreckung hin die beiden Moränen ohne trennenden Schotter unmittelbar aufeinander liegen. In solchen Fällen leistet die Oberflächenform gute Dienste zu ihrer Trennung. Die untere Moräne zeigt die für die obere Moräne so charakteristische Form der Hügellandschaft in viel geringerem Grade als die letztere. Ihre Oberfläche weist meist nur leichte Einzelerhebungen auf und bildet eine Art Zwischenform zwischen dem Typus der wechselvollen oberen Moräne und der ruhigen, fast monotonen Terrassenform. Die der unteren Moräne aufgelagerte obere Moräne springt sowohl durch den steilen Anstieg, als auch durch die meist recht gut erhaltene Gestalt von Kuppen und langgestreckten Höhenzügen sofort in die Augen.

2. Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse der beiden Innenmoränen.

a) Untere Moräne.

Ein Blick auf die Karte zeigt, daß die untere Moräne in unserer Gegend im Westen der Isar eine weit ausgedehntere Verbreitung gefunden hat als im Osten, wenigstens ist sie dort besser aufgedeckt. Dieses ist zunächst darauf zurückzuführen, daß das Tölzer-Land von Ost nach West, also etwa von Waakirchen bis zu den Karpfseen zwischen Nantesbuch und Heilbrunn beständig fällt. Der Höhenunterschied zwischen den genannten Orten beträgt etwa 120 m. Die starke Vertiefung im Westen der Isar ist ohne Zweifel dem Loisachgletscher resp. seinen Abschmelzwässern zuzuschreiben. Durch letztere wurden die jüngeren Ablagerungen, soweit solche überhaupt vorhanden waren, wieder fortgeführt und dadurch die untere Moräne freigelegt.

Im besonderen ist zu erwähnen, daß die untere Moräne allenthalben am Rande der großen Möser, des Königsdorfer- und Rottachmooses auftritt und auch die in ihnen aufragenden Moosinseln umrandet[1]). Im Nordwest unseres Gebietes steigt

[1]) Am Rande der Möser ist wegen der geringen Zahl der Aufschlüsse die Grenze zwischen Moräne und Alluvium oft unsicher.

sie in der Gegend von Babenstuben in kräftigem Anstiege unter der Königsdorfer-Niederterrasse herauf und bildet gegen die Loisach zu, teilweise von älterem Schotter und oberer Moräne bedeckt, den Sockel der ganzen Gegend bei Herrenhausen und Schweigwall. Im Osten des Königsdorfermooses zieht sie von Bodling an, anfangs in größerer Breite, dann in engem Streifen verlaufend über Schönrain und Königsdorf nach Norden und taucht gegenüber von Rampertshofen unter die Niederterrasse hinab, kommt aber nördlich von der Jägerhütte am Steilufer der Isarauen, von jungem Schotter bedeckt, wieder zum Vorschein.

Im Rottachmoos finden wir die untere Moräne in der Gegend von Fischbach und Buchen und westlich von diesen Ortschaften, wo ihr die flachen, vielfach noch stark versumpften Bodenerhebungen im Moose angehören. Das Westufer des Mooses zwischen der alten und neuen Königsdorferstraße weist nur Spuren der unteren Moräne auf. Die drei Moosinseln: Wolfsöd, Rothenrain und Huppenberg bestehen in ihrem Unterbau aus unterer Moräne, ebenso ist letztere auch beteiligt am Aufbau des ziemlich flach verlaufenden Westabfalles des Rimselrainer Höhenrückens. Doch ist hier wegen der gleichmäßigen Abdachung des Geländes die Grenzbestimmung der Moräne gegen die überlagernden Schotter unsicher. Die nördliche Fortsetzung des Moränenstriches finden wir bei Lochen. Nördlich von Lochen und Huppenberg ist sie von Niederterrasse bedeckt, erscheint aber wieder am Steilufer der Isar. Von Lochen an isaraufwärts ist sie am Isarufer bis zur Einbachmühle bei Tölz wiederholt und auf längere Strecken gut zu sehen; sie liegt hier in den Muldungen der Cyrenenschichten. Am Gehänge des Höhenzuges von Rimselrain bis Hoheneck ist sie unterhalb Rimselrain vom aufsteigenden Tertiär unterbrochen — nur ganz wenig Moränenmaterial bedeckt die Molasse — aber weiter südlich nimmt sie bedeutend an Mächtigkeit zu und ist an der Straße bei der Wengleinhöhe und in den zur Isar ziehenden Gräben durch große Gehängerutschungen freigelegt. Bei der Wengleinhöhe ist die Identität der Moräne am Gehänge mit der Moräne unten an der Isar unmittelbar zu beobachten.

Östlich von der Isar konnte ich die untere Moräne sicher nachweisen unter dem Alluvium bei den Ascholdinger Mühlen und in den Hohlwegen, die von hier aus durch den Wald auf

das Plateau von Neufahrn hinaufführen; ferner am Steilrand der Niederterrasse südlich von Ascholding, am großen Weiher bei Sigertshausen, sowie am Gehänge, das sich von den Weihermühlen gegen Tattenhofen herzieht. In der Nähe der neuen Brücke, die beim genannten Dorfe über die Isar führt, tritt der miozäne Flinz sowohl am Flußufer, als auch an den östlichen Höhenzügen in großer Mächtigkeit auf und unterbricht, ähnlich wie die Cyrenenschichten bei Rimselrain den Moränenzug. Aber schon bei Einöd liegt am Fuße der Anhöhen wieder die Moräne, nimmt rasch an Breite und Mächtigkeit zu, biegt bei Bairawies in rechtem Winkel nach Osten um und zieht am Nordrande des Zellertales über Mühltal nach Dietramszell, um sich östlich davon unter dem dortigen Alluvium zu verlieren. Der sich zwischen dem Zellertal und dem Habichauertal erhebende Hechenberg ist von allen Seiten von unterer Moräne umrahmt. Der Grundstock des Hechenberges scheint aus Flinz zu bestehen, wenigstens wurde dieser beim Bau der neuen Wasserleitung unter der Moräne angestochen. Am Peratshofener Berg ist der Flinz östlich vom Kappelsberg in einer Höhe von ca. 680 m zu sehen. Am Südrande des Habichauertales gewinnt die untere Moräne nur bei Habichau selbst einige Verbreitung, tritt aber sonst am Fuße des Gehänges nur in schmalen Streifen auf. Doch läßt sie sich, von älterem Schotter überlagert, weit hinauf in den Gräben verfolgen und bildet die Becken der zahlreich vorhandenen Moore und Moränenseen bis über den Kirchsee hinaus. Am Isarufer treffen wir sie, wieder von Niederterrassenschotter bedeckt, am Schiffholz, unterhalb Rait und bei Roßwies in den gleichen Lagerungsverhältnissen wie auf dem gegenüberliegenden westlichen Ufer und Gehänge. Weiter gegen Tölz zu bildet sie, wie am linken Isarufer, so auch am rechten den Sockel der Niederterrassen bis zum Fuß des Kalvarienberges.

Südlich von Tölz liegt auf der Molasse beim Gasthaus zum Gaissacher-Haus, ein kleiner Fleck Moräne, dessen Alter sich nicht mit Sicherheit feststellen läßt, da er außer allem Zusammenhang mit den übrigen Moränenablagerungen steht. Doch scheint es untere Moräne zu sein und wurde auch als solche auf der Karte eingetragen. Sicher tritt die untere Moräne am Gaissachknie nördlich von Mühl auf, wo ihre Bedeckung durch die älteren Schotter direkt zu beobachten ist, biegt bei Mühl nach Osten

um, zieht sich in wechselnder Mächtigkeit am Fuße des Gaissachberges hin und verliert sich bei der Attenloher Sägmühle. Gegen Süden taucht sie unter das Alluvium des Attenloherfilzes unter und läßt sich an vielen Stellen der Gaissach wieder finden. Ebenso findet man sie einige Male an der Isar, wo sie unter dem Niederterrassenkies zum Vorschein kommt. Ob sie ohne Unterbrechung unter der Isar durchzieht, ließ sich bisher nicht feststellen. Doch tritt sie sofort am linken Isarufer wieder auf; die Niederterrassen südlich der Bibermühle, das sog. Ottenfeld, scheint fast ganz aus Moräne zu bestehen; die Kiesdecke ist dort sehr gering. Auch am Wackersbergabhang steigt die Moräne in die Höhe.

Nördlich der Bibermühle haben wir untere Moräne an der Bockleite, sie wird aber bald durch gut ausgebildete Seekreide ersetzt. Erst oberhalb des Waisenhauses wurde unter dem älteren Kies wiederum echte Moräne aufgedeckt.

Im Stallauertale zieht sich ein enger Streifen unterer Moräne bis zum Weiher hinaus; seine Überlagerung durch den älteren Schotter ist mehrfach zu beobachten. Die Moränen im sumpfigen Gebiete nördlich von Heilbrunn und Ramsau sind ihrer ganzen Lage nach ebenfalls der unteren Moräne anzureihen und leiten unmittelbar zu den Moränen des Buchnerfilzes und des Rottachmooses über[1]).

Im Gebiete des Inngletschers, soweit dasselbe in vorliegende Untersuchung hereingezogen wurde, sind untere Moränen nirgends aufgeschlossen.

Der Tegernseegletscher hat, wie es scheint, eine untere Moräne überhaupt nicht abgelagert; wenigstens ließ sich eine solche nirgends auffinden; vielmehr erweist sich die Gesamtmasse der den See umrahmenden Moränenzüge als zur oberen Moräne gehörig. Das gleiche gilt vom Schlierseegletscher.

Über die Mächtigkeit der unteren Moräne unserer Gegend lassen sich bestimmte Angaben nicht machen, da bisher an keiner Stelle die liegenden Tertiärschichten und die hängenden älteren Schotter zugleich zu beobachten sind. Eine günstige Ausnahme von dieser Regel macht ein künstlich geschaffener Aufschluß, nämlich der Tiefbrunnen bei der Villa „Schlösser“ im

[1]) Auf der Karte (Taf. 1) konnten die hier aufgezählten kleinen Einzelheiten nicht alle eingetragen werden.

Allgäu bei Oberwarngau. Dort konnte die Mächtigkeit der unteren Moräne zu 10 m bestimmt werden.

b) Obere Moräne.

Allgemeine Bemerkungen über die voralpinen oberen Moränen.

Die obere Moräne hat sich zwar auch in den Gebirgstälern in großen Massen abgelagert, ihre Hauptverbreitung jedoch findet sie im alpinen Vorlande. Obwohl auch hier die Erosionstätigkeit des Wassers ohne Zweifel viel Moränenmaterial weggeführt hat, so haben sich doch die vorhandenen Überreste noch in der ursprünglichen und für die Flachlandmoränen charakteristischen fächerförmigen Anordnung erhalten. Die Hauptmasse des Moränenmaterials liegt in der Randzone des Vergletscherungsgebietes. Ausgedehnte Bodenflächen sind von ihm vollständig und, sozusagen, lückenlos zugedeckt und die Moränengürtel treten auf lange Strecken hin in geschlossenen Zügen auf. Die breite Moränenzone, die südlich von Waakirchen am Molasserücken des Plattenberges beginnt und in nordwestlich gerichtetem Bogen über Piesenkam und Dietramszell nach Peratshofen und von da weiter nach Norden und Nordwesten an die Isar zieht, gehört den Randmoränen an. Nur an wenigen Stellen ist dieser Moränenstreifen in einer nennenswerten Breite unterbrochen, so im Süden von Dietramszell durch das langgestreckte Habichauertal und das Zellerfilz, ferner durch das Eglinger-Deiningerfilz und das Isartal. Je mehr man jedoch vom Randgebiete der Vergletscherung in der Richtung der Depression gegen das Alpental zuschreitet, das den Eisstrom entsendet hat, desto mehr macht sich die Wirkung der Erosion geltend. Der Zusammenhang der Moränenzüge löst sich mehr und mehr auf und zuletzt treten die Moränen nur mehr ganz lückenhaft und geradezu fleckenweise auf. Die Zusammengehörigkeit solch einzelner kümmerlicher Überreste zu früher vorhandenen größeren Bögen ist nur mehr undeutlich zu erkennen.

Mit der Abnahme in horizontaler Verbreiterung geht bei der Annäherung an die Talmündung auch die Abnahme der Mächtigkeit der Moränen Hand in Hand. Während die Endmoränen Höhenzüge bis zu 40 und 50 m und weit darüber aufweisen, überschreiten diese Ablagerungen in der Nähe von Tölz kaum die durchschnittliche Mächtigkeit von einigen Metern. Die für die

Jungmoräne charakteristische Hügelform ist vielfach verloren gegangen und das Moränenmaterial liegt in Form flach ausgebreiteter Decken auf den unteren Schottern. Nur wo es an älterem Gestein eine feste Stütze gefunden hat, hat es sich in beträchtlicherer Masse erhalten, z. B. in der Nähe des Tölzer Bahnhofes, wo es sich an die untere marine Molasse anlehnt.

Bei Beurteilung der Mächtigkeit der Glazialablagerungen unserer Gegend ist auch der Umstand zu beachten, daß von allen Moränen, die nördlich der Flyschzone und der Molasse (Buchberg-Plattenberg) liegen und die vorhin als Flachlandmoräne bezeichnet wurde, noch die Hälfte auf tektonisch gestörtem, also gebirgigem Boden liegt. Äußerlich tritt freilich die gebirgige Natur der Gegend wenig hervor. Nur im Taubenberg bei Oberwarngau steigt das Tertiär unter den diluvialen Schichten bis zu bedeutender Höhe (ca. 100 m) hinauf, so daß dieser Berg auch äußerlich als Gebirge kenntlich ist. Sonst aber haben wir nur verflachte Hügellandschaft. Doch an mehreren Stellen ist die diluviale Überdeckung gering, da der tertiäre Untergrund ungewöhnlich hoch emporragt. Am Kappelsberg bei Bairawies steht der miozäne Flinz in einer Höhe von 680 m in einem Graben an, d. i. etwa 70 m über dem Wasserspiegel der Isar. Am gegenüberliegenden Ufer sind 40 m hohe Steilwände aus Flinz, der Grundstock des Hechenberges ist ebenfalls aus miozänen Schichten aufgebaut. Bei Rimselrain stehen 40 m über der Isar die Cyrenenschichten an und an der Straße von Tölz nach Oberbuchen sind zwischen Kloiber und Glaswinkler die gleichen Schichten 50 m über der Isar aufgeschlossen. Am Kalvarienberg bei Tölz liegt die Jungmoräne mit etwas unterem Schotter nur in geringer Mächtigkeit auf Deckenschotter.

Diese starken Ungleichheiten in der tertiären Unterlage lassen nicht einmal eine annähernde Angabe über die allgemeine Mächtigkeit der oberen Moräne zu.

Scheidung der Isar- und Loisachmoränen.

Ein Blick auf die Karte zeigt uns, daß die Verbreitung der oberen Jungmoräne in unserem Gebiete östlich der Isar viel bedeutender ist als westlich, und der relativ gute Erhaltungszustand der Moränenzüge gibt uns ein Mittel an die Hand, die dem Isargletscher zugehörigen Moränen von denen des Loisachgletschers

zu trennen. Diese Trennung stützt sich auf die Erfahrung, daß die Moränenwälle, die durch regelmäßige Aufschüttung entstanden sind, nach dem Zungenbecken zu — wie Penck sich ausdrückt — sanft abböschen, nach außen hin aber mit dem natürlichen Böschungswinkel ihres Schuttes abfallen (p. 17). Also gehören jene Moränenzüge unserer Gegend zum Loisach- resp. Isargletscher, deren sanfte Abdachung zum Zungenbecken dieser Gletscher geneigt ist. Dementsprechend müssen wir dem Loisachgletscher zusprechen:

1. Die Moränen von Schweigwall zwischen Loisach und Isar, die sich rechts der Isar auf dem Hochplateau von Neufahrn fortsetzen.

2. Den zerstückelten Moränenzug von Königsdorf, zwischen dem Königsdorferfilz und dem großen Rottachmoos, der sich auf dem rechten Isarufer über Peratshofen, Harmating und Thaning hinzieht und nach Westen umbiegend bei Schäftlarn wiederum die Isar kreuzt.

3. Den Moränenzug von der Höhe zwischen Tölz und Unterbuchen nach Rimselrain, zwischen dem kleinen Rottachmoos und dem Isartal. Dieser setzt sich rechts der Isar im Hechenberg fort, tritt nach breiter Unterbrechung durch das Habichauertal wieder in den Anhöhen bei Dietramszell auf und wendet sich in scharfer Kurve bei Linden und Lochen nach Nordwest. Zum ersten der genannten drei Moränenzüge werden noch die beiden Moosinseln Nantesbuch und Mooseurach zu rechnen sein, während Karpfsee und Bocksberg wohl zur Königsdorfer Moräne gehören. Die langgestreckte Moosinsel Wolfsöd-Rotenrain-Huppenberg ist vielleicht als eine selbständige kleine Moränenwelle aufzufassen.

Für die Zugehörigkeit dieser Moränenzüge zum Loisachgletscher spricht auch die Tatsache, daß dieselben deutliche, wenn auch stark gestreckte Bögen bilden, deren geöffnete Seite gegen die Loisach gerichtet ist.

Zum Isargletscher gehören:

1. Die Moränenablagerungen im Isartale oberhalb Tölz, deren bedeutendste der Wackersberg ist; ferner die Moränen bei Kirchbichel, sowie der große Zellerwald und das ganze vom Hackensee gegen Waakirchen heraufziehende Moränengebiet.

2. Alle Moränen, welche innerhalb dieses Bogens der Endmoränen gegen Tölz zu liegen. Hier fallen besonders in die

Augen die Moränen auf dem Kalvarienberge und oberhalb des Bahnhofes in Tölz, und die Moränen im Umkreise von Elbach, die sämtlich einem Zuge angehören dürften und die Fortsetzung der Wackersbergermoräne bilden. Vielleicht darf man auch die Moränen von Geissach, im Umkreise von Greiling und Reigersbeuern zu einem Zuge zusammenfassen. Die übrigen auf der Karte für diese Gegend eingetragenen Moränenflecke und eine reichliche Anzahl anderer, die wegen ihrer geringen Ausdehnung eine Eintragung in die Karte nicht ratsam erscheinen ließen, sind so unregelmäßig zerstreut, daß die Rekonstruktion früherer Moränenbögen nicht mehr gesichert ist.

Da es nun möglich ist, die Isarmoränen von den angrenzenden Loisachmoränen zu trennen, so läßt sich das Gebiet der Isarvergletscherung leicht umschreiben. Die Begrenzungslinie beginnt auf der Westseite des Isartales, etwa am Abhang des Hochtannenkopfes, zieht nordwärts am Absturz des Heigelkopfes und Blomberges vorbei, von da weiter der Isar entlang durch das Habichauertal über Triesberg an den Nordrand des Zellerwaldes, biegt dann über Hartpenning nach Süden um und gelangt durch das Rinnenbachtal- und Gaissachermoor an die Ostseite des Isartales. Diese Umgrenzungslinie zeigt deutlich die fächerförmige Ausbreitung des Isargletschers, aber die Fächerform ist sozusagen eine einseitige. Zieht man von Tölz aus nach der weitesten Ausbuchtungsstelle der Endmoräne, also etwa in der Richtung Tölz-Piesenkam eine Gerade und zugleich eine Gerade mitten durch das Isartal (Tölz-Arzbach), so verlaufen diese beiden Geraden nicht, wie es bei gleichförmig ausgebildeter Fächerform der Fall sein sollte, in einer Richtung, sondern sie bilden einen Richtungsunterschied von ungefähr 60°. Um diesen Betrag ist die Mittellinie des Gletschers bei seinem Austritte aus dem Gebirge nach Osten verschoben worden. Der Gletscher erhielt auf diese Weise die Form einer Retorte, deren Hals in südlich-nördlicher Richtung verläuft und deren Bauch nach Osten abgebogen ist.

Da der Gletscher schon bei seinem Austritte aus dem Gebirge am Wackerberg und bei Gaissach die Höhe von 750 resp. 740 m erreichte und auch am Kalvarienberg bei Tölz noch eine Höhe von 710 m überstieg[1]), so kann der Höhenzug zwischen

[1]) Das ist die jetzige Höhenlage der Moränen; das Eis muß in Wirklichkeit viel höher gewesen sein, da sich an der Ostseite des Blomberges bei Tölz erratisches Gestein bis zu 920 m hinaufzieht.

Tölz und Buchen, der an seiner höchsten Stelle 734 m hat, nicht als die einzige und wohl auch nicht als die Hauptursache der seitlichen Ablenkung des Isargletschers betrachtet werden, wenn er auch nicht ohne allen Einfluß auf dieselbe gewesen sein mag. Vielmehr werden wir im Seitendrucke des mit aller Gewalt gegen die Isar heranrückenden Loisachgletschers die Hauptursache für die auffallende Verschiebung des Isargletschers erkennen müssen: der im Vergleiche zum Loisachgletscher unbedeutende Isargletscher wurde von seinem gewalttätigen Nachbar einfach auf die Seite geschoben.

Moränen im Gebirge.

Etwas anders als im alpinen Vorlande gestaltete sich die Ablagerung der oberen Jungmoräne in den Bergen. Für unsere Gegend kommt hier hauptsächlich der Flysch in Betracht. In einer durchschnittlichen Breite von ca. 8 km zieht dieses Gebirge in west-östlicher Richtung zwischen der schmalen Molassezone und dem eigentlichen Hochgebirge hindurch und wird durch die Kochelseeniederung, das Isar-, Tegernsee- und Schlierseetal in drei Abschnitte von nahezu gleicher Längenausdehnung zerteilt. In diesem stark gefalteten, weichen und leicht verwitterndem Gesteine haben die Bergwasser tiefe, meist in der Streichrichtung der Schichten verlaufende Talungen und Schluchten geschaffen, die in der Regel mit einer breiten, stark verflachten Basis in die Haupttäler ausmünden. Während nun die Hauptmasse des Eises der beiden großen Gletscher unserer Gegend, des Loisach- und Isargletschers, sich durch die großen Täler vorwärts drängte und ins Flachland hinausschob, drangen kleinere Massen durch die erwähnten Seitentäler in das Innere des Gebirges ein, schoben sich an den Gehängen aufwärts und füllten die Talungen aus. Dabei konnte sich das Eis nicht, wie im alpinen Vorlande, fächerförmig ausbreiten, sondern durch den Verlauf des Tales war ihm auch der einzuschlagende Weg vorgezeichnet; somit entspricht die Gestalt der Moränenablagerung im Gebirge im allgemeinen der Form des Tales. Daher finden wir jene wellige Hügelform, die der Moränenlandschaft im Flachlande ihre Naturschönheit und ihren spezifischen Reiz verleiht, im Gebirge nicht vor. An ihre Stelle tritt ein wild zerrissenes Gelände. Die erodierende Tätigkeit des Wassers ist viel mehr als im Flachlande zur Geltung

gekommen; die nie ermüdenden Bergwasser haben sich tiefe Rinnsale in die nachgiebige Moräne hineingegraben; erratische Blöcke von erstaunlicher Ausdehnung liegen reichlich in den Bachbetten umher und durch Unterspülung der Steilufer sind zahlreiche unter dem Namen „Sandreußen" bekannte Gehängerutsche entstanden, die schon von weitem das Vorhandensein von Moränen bekunden. Wie durch die Form ihrer Ablagerung, so unterscheidet sich die Bergmoräne auch durch ihr Gesteinsmaterial von der Flachlandmoräne. Da unsere Gletscher aus den Zentralalpen oder doch aus den Kalkalpen gekommen sind, so haben sie fast nur Gesteinsmaterial aus diesen Gebieten und in meist gut abgerundeter Form. Das beim Passieren der Flyschzone mitgerissene Flyschgestein ist im Verhältnis zu den übrigen Gesteinen sehr wenig. Anders ist es in den Seitentälern des Flyschgebirges. Das hier eindringende Eis hat überall, wo es auf leicht zu beseitigende Hindernisse gestoßen ist, z. B. auf vorspringende Felsenrippen von schiefrigen, zersplitterten Gesteinen, sowie an lockeren Talwänden selbst zerstörend gewirkt und große Mengen von Flyschtrümmern haben sich mit dem von der Moräne aus der Kalkzone herbeigebrachten Gesteinsmaterial vermischt. Dadurch hat sich das Verhältnis der Flyschgesteine zu den Kalk- und kristallinischen Gesteinen wesentlich zugunsten der ersteren verändert, stellenweise in solchem Maße, daß der Moränenschutt fast nur aus Flyschgesteinen besteht und andere Gesteine beinahe ganz zurücktreten.

Das Auftreten umfangreicher Bergmoränen ist an den Loisach- und Isargletscher geknüpft; der Tegernsee- und der Schlierseegletscher waren beide zu klein, als daß sie bedeutendere Seitenarme ins Flyschgebirge hätten senden können. Die Innenmoränen des Schlierseegletschers halten sich zunächst vollständig im Haupttal, erst am Nordrande des Flyschgebirges gehen sie nach Ost und West auseinander, füllen die Seitentalungen zwischen Flysch und Molasse aus und klettern an letzterer etwas hinauf; das gleiche gilt vom Tegernseegletscher, nur hat dieser bereits bei Tegernsee und Abwinkel seine Moränen etwas ins Gebirge hinauf- resp. hineingeschoben. Bedeutend mächtiger als diese beiden war der Isargletscher. Er füllte nicht bloß das ganze, oberhalb Tölz etwa 6 km breite Haupttal aus, sondern er drang auch nach Ost und West durch die Seitentäler weit ins Gebirge ein. Zwischen

Tölz und Lenggries ist der stärkste von Osten kommende Nebenfluß der Isar der Steinbach, der die Gewässer des Sondersbaches und des Rechelbaches in sich aufnimmt. Er hat ein breites, tief ins Gebirge einschneidendes Tal geschaffen; das Eis nahm den Weg durch dieses Tal, wälzte sich um den Nordabhang des Keilkopfes und Schweinsberges und schob sich zu beiden Seiten des Reimersberges bis über die Sondersbachalpe und Steinbachalpe hinauf. Einen weiteren Seitenzweig entsandte der Hauptstrom ins Gaissachtal, der bis in die Gegend von Marienstein gelangte.

In westlicher Richtung boten die tiefen Täler, welche den Hochtannenkopf umziehen, dem Eise einen guten Weg ins Innere der Flyschberge. Durch das Arzbachtal und Lettenbachtal gelangte es hinauf bis ins Längental und an den Sattelpaß, durch das Tal des Steinbaches und Lainbaches bis hinauf zur Wasserscheide gegen die Loisach und hier vereinigte es sich mit den Seitenzweigen des Loisachgletschers. Dieser schickte zwei mächtige Eisströme, durch das Tal des Lainbaches und des Bichler-Steinbaches ins Gebirge, die den hohen Rücken des Winpaßkogels, des Buchenauerkopfes und Vogelkopfes umfluteten und in Berührung mit den Isarseitengletschern eine geschlossene Eisverbindung zwischen Isartal und Loisachtal herbeiführten. Das gleiche bewerkstelligte ein weiterer Zweig des Loisachgletschers, der zwischen Blomberg und Buchberg im Stallauertal gegen Osten vordrang und sich mit dem Isargletscher vereinigte.

Erwähnung verdienen noch die Moränen im Stinkergraben und einigen anderen Seitengräben des Söllbaches, die, wie Penck vermutet, von einer Vergletscherung des Kampen herrühren. Die etwas weiter südlich zwischen Roßstein und Leonhardsstein liegenden Moränen des Weißachgletschers sind bereits außerhalb des Rahmens dieser Untersuchung.

Über die Mächtigkeit der Bergmoränen läßt sich ebensowenig, ja noch weniger eine sichere Angabe machen als über die der Flachlandsmoränen, da infolge der bereits erwähnten stärkeren Wassererosion die Mächtigkeit der Bergmoränen einem raschen und oft ganz unvermittelten Wechsel unterworfen ist. In den klammartigen Einrissen der Bäche fehlen sie fast immer vollständig, erst am Gehänge über den Bächen treten sie wieder auf. Wo die Berge steil abfallen, sind sie oft auf größere Strecken weggeschwemmt. Nur vereinzelt umherliegende erratische Blöcke

verraten dem Geologen, daß der Boden, auf dem er sich befindet, dem Gletschergebiete angehört. Wo aber das Gelände verflacht ist oder sonstwie günstige Erhaltungsbedingungen, z. B. hochragende und schützende Felsenkämme vorhanden sind, da haben sich auch die Moränen in größeren Massen bis auf den heutigen Tag erhalten.

Infolge der Erosion, von der die höher gelegenen Punkte in einem Gebirge meist stärker betroffen werden als die tieferen, kann uns die Feststellung der jetzigen höchsten Lagen von Glazialgeschiebe kein absolut richtiges Maß von der Mächtigkeit des Gletscherstromes geben, da wir ja nie wissen, wieviel Moränenschutt bereits abgeschwemmt ist. Gleichwohl ist eine übersichtliche Zusammenstellung der höchstgelegenen bekannten Fundstellen eiszeitlichen Gerölles von Interesse.

Es steigt die Moräne:

bei der Kotalpe bis zu	1180 m
in der Pfaffensteffel-Reußen im oberen Murbach bis zu	1160 m
im Alpentor bei der Garlandalpe	1140 m
im Bleigraben bei der Gabrielalpe im Längental	1000 m
bei der Dudl-Alpe am Klausenkopf	1010 m
bei der Lehenbauernalpe am Lehenbauerberg	1030 m
zwischen Zwisel und Heigelkopf	1000 m
an der Nord-Ostecke des Blomberges	920 m
am Blomberg bei der Pestkapelle	850 m
am Wackersberg	750 m
im Sondersbach	1030 m
am Keilkopf und Schweinsberg	1000 m
im Steinbach	1000 m
am Gronetseck	ca. 1080 m
am Gaissachberg	740 m
am nord-östl. Blombergeck	920 m
am Tölzer Kalvarienberg	708 m
am Buchberg	836 m
am Plattenberg bei Reigersbeuern	840 m

Geht man nun bei der Berechnung der Mächtigkeit des Gletscherstromes vom jetzigen Talboden aus, so betrug die Mindesthöhe des Gletschereises:

Bei Murbach 488 m, bei Lenggries 465 m, bei Arzbach 330 m, bei Bibermühle 345 m. An der Vereinigung des Isar-

gletschers mit dem Seitenarm des Loisachgletschers am Blombergeck 278 m; in Tölz (Kalvarienberg) 66 m, über Tölz-Krankenheil vom Buchberg her ca. 194 m; über Tölz-Mühlfeld vom Plattenberg her 198 m.

Die beiden letzteren Höhenpunkte, deren Verbindungslinie senkrecht zum Isartal und damit auch senkrecht zur Bewegungsrichtung des Gletschers steht, zeigen uns an, daß der Isargletscher bei seinem Austritte aus dem Isartale eine Mindestmächtigkeit von rund 200 m gehabt hat, er ist also von Murbach bis Tölz um ca 290 m gefallen. Zieht man davon das Talgefälle dieser Strecke ab, das 50 m beträgt, so ergibt sich eine Abnahme der Gletschermächtigkeit von Murbach bis Tölz von 240 m; da die beiden Orte rund 12 km von einander entfernt sind, so berechnet sich für die Oberfläche des Gletschers ein Gefälle von 2%.

3. Das geologische Altersverhältnis der beiden inneren Moränen.

Es ist selbstverständlich, daß von diesen beiden Moränen die untere zuerst abgelagert wurde und daß sie infolgedessen älter ist als die obere. Die weitere Frage, ob beide Moränen ein und derselben Eiszeit angehören, oder ob wir sie vielleicht zwei verschiedenen, durch lange Interglazialzeiten getrennten Eiszeiten zuteilen müssen, beantworte ich kurz in der Weise, daß ich sage: Zur Trennung der beiden Moränen in zwei verschiedene Eiszeiten liegt kein Grund vor. Dabei verweise ich auf das, was später über das geologische Altersverhältnis von Außen- und Innenzone gesagt wird.

Was das sonstige Vorkommen der beiden Moränen anlangt, so wurde bereits darauf hingewiesen, daß Penck auch im Inngletschergebiet bei Rosenheim und Gars, und ebenso im Gebiete des Salzachgletschers bei Laufen die zwei Moränen feststellen konnte. In beiden Fällen erklärt Penck, daß diese Moränen der gleichen Eiszeit angehören und führt ihre Entstehung auf eine Schwankung im Vorwärtsgehen der Gletscher zurück: „Nachdem die Vergletscherung sich bis auf die Alpenvorländer erstreckt hatte, zog sie sich wiederum zurück und stieß erst dann von neuem bis an die Grenzen vor etc. (Penck, Die Alpen der Eiszeit, p. 139)." Auf diese Weise entstand nach Penckscher Auffassung die „Schwankung von Rosenheim" und die „Schwankung von Laufen". Da nun die

Verhältnisse im Isartale die gleichen sind, wie am Inn und an der Salzach, so wird man, wenn man sich der Penckschen Auffassung und Erklärung anpassen will, von einer „Schwankung von Tölz“ sprechen müssen. Die Ausdehnung dieser Schwankung ist aber bedeutend größer als die der beiden andern. Sie beträgt hier etwa 25 km, ist also doppelt so groß als bei Laufen und mehr als dreimal so groß als bei Rosenheim, wo sie 12,5 km resp. 7 km ausmacht. Doch sind, wie Penck ausdrücklich anmerkt, diese Längen nur der jetzt noch nachweisbare Mindestbetrag des Gletscherrückganges, in Wirklichkeit könne er viel größer gewesen sein.

4. Die hydrographischen Verhältnisse der inneren Moränenzone.

a) Voralpine Moränenlandschaft.

Penck führt in dem Abschnitte über das „System der glazialen Bildungen“ (p. 19) als einen wichtigen Unterschied in der morphologischen Ausgestaltung der verschiedenen Moränensysteme diesen an, daß in den älteren Systemen die kleinen Seen zwischen den Wällen, die Tümpel und mit wenigen Ausnahmen auch die Moore fehlen. Indirekt ist damit gesagt, daß derartige Bildungen in den jüngeren Systemen vorhanden sind.

Im Tölzer-Jungmoränengebiete lassen sich die genannten Bildungen gut nachweisen.

Im Westen der Isar und dem Loisachgletscher zugehörig, haben wir das ausgedehnte Königsdorfermoos, das aber selbst nur ein kleiner Teil jener mächtigen Filzdecke ist, die sich von den Ufern des Kochelsees aus zu beiden Seiten der Loisach bis über Königsdorf und bis an den Würmsee hinabzieht. Südlich von dem das ganze Filz durchquerenden Molassezug liegen in demselben nur wenige Inseln diluvialen Gesteines, aber nördlich der Molasse treten solche Moosinseln in großer Zahl auf. Das eigentliche Königsdorfermoos samt den südlich angelagerten Filzen um Nantesbuch und Karpfsee herum, liegt zwischen der Loisach und dem Königsdorfer Höhenzug und umfaßt bei einer Länge von 10 und einer mittleren Breite von 4 km einen Flächenraum von etwa 40 qkm, wovon aber die erwähnten Inseln abzurechnen sind. Mächtige Torflager, abwechselnd mit alluvialem Kies, bedecken den Boden. Die Entwässerung der Moore geschieht durch eine Anzahl kleinerer Bäche, welche sämtlich der

Loisach zufließen. Gegen Norden zu wird das Königsdorfer Moos begrenzt durch die große Niederterrasse zwischen Königsdorf und Aschholding, an die sich wiederum ein größeres Moor anschließt, das Eglinger- und Deiningermoos. Offenbar sind diese beiden Filze nur die nördlichen Ausläufer des Königsdorfermoores, das sich ursprünglich ohne Unterbrechung über Deining hinaus erstreckt hat, von wo aus das Überwasser des großen Königsdorfersees durch einen jetzt trockenen Graben, das Gleißental, nach Norden abfloß, bis durch den Durchbruch der Isar der ganze See wahrscheinlich rasch entwässert wurde.

Von seiner Südspitze bei Karpfsee sendet das Königsdorfermoor einen Zweig nach Osten, das Buchenerfilz, das durch die Insel Wolfsöd-Rothenrain wiederum in zwei Arme, das kleine und große Rottachmoos, gespalten wird, die sich im Osten der Isar in den Mösern von Habichau und Bairawies fortsetzen. Diese beiden letzteren stehen wieder im Zusammenhang mit den Filzen im Umkreise von Dietramszell und von hier aus hatte das ganze frühere Seebecken, das den Hechenberg als größte Insel umschloß und deshalb vielleicht als „Hechenbergersee" bezeichnet werden darf, seinen regelmäßigen Abfluß durch das Reichertshauser-Trockental, das bei Egling in die nördliche Spitze des Königsdorfersees mündet. Der Durchbruch der Isar hat auch den Hechenbergersee entleert. Der jetzt noch bestehende große und kleine Karpfsee, der Schönauer- und Buchnerweiher sind die letzten Überreste der beiden ehemals ausgedehnten Seebecken. Der bedeutend größere Stallauerweiher ist kein diluvialer See, vielmehr ein durch künstliche Abdämmung des gegen Westen geneigten Talbodens entstandener echter Weiher. Er wurde in den Jahren 1514—19 von den Klosterherren aus Benediktbeuren angelegt.

In nächster Nähe von Tölz beginnt ein weiteres System von Mooren, die in der gleichen Richtung, wie die bisher erwähnten, nämlich nach Nordost verlaufen: Das Elbachermoor, das sich im Kirchseefilzen fortsetzt und im Winkelfilzen endigt. An der Straße von Tölz nach Sachsenkam liegt ein kleineres Moor, das Rotmoor, und in der Umgebung von Sachsenkam liegt ebenfalls eine Anzahl kleinerer Moore, die in Verbindung mit dem Kirchsee- und Winkelfilzen den alten Sachsenkamersee bildeten. Im Kirchseefilzen liegt der größte Moränensee in der Umgebung

von Tölz, der Kirchsee. Er ist 1300 m lang und im Mittel 300 m breit. Der Abfluß des Kirchsees und der umliegenden Möser, der Stummbach, fließt durch ein anfänglich enges Tal, das sich aber bald verbreitert und ein 3 km langes, gleichmäßig 800 m breites Seebecken bildet. Ungefähr in der Mitte zieht durch dieses Becken ein schmaler Riegel aus Deckenschotter und an diesen angelehnt liegt der letzte Rest des ehemals das ganze Becken erfüllenden Gewässers, der düstere Hackensee, der etwa ein Drittel von der Fläche des Kirchsees umfaßt. Vom Nordrande des Seebeckens aus zieht in einem großen nach Nordost gewendeten Bogen, tief in Deckenschotter eingeschnitten, der 16 km lange Teufelsgraben zur Mangfall; er hat die Gewässer des Sachsenkamersees abgeleitet.

Unter die größeren Möser unserer Gegend zählt noch das Attenloherfilz, das zunächst eine Ausbuchtung des Isartales darstellt; es wird durch die kleine und große Gaissach entwässert, die zur Isar gehen.

Außer den bisher erwähnten größeren Seen und Mösern haben wir im Jung-Moränengebiete von Tölz noch eine stattliche Anzahl kleinerer, die gegenwärtig noch mit den größeren im Zusammenhange stehen, zum Teil aber auch vollständig isoliert sind. Von den kleineren Seen sind zu nennen: die Schloßweiher[1]) bei Reigersbeuren, die Weiher bei Reutberg und Sachsenkam, die beiden Koglerweiher nördlich von Abrain, die drei Habichauerweiher an der Straße von Kirchbichel nach Dietramszell, der Zellerweiher bei Dietramszell, die Weiher bei Hartpenning, der große Weiher bei Sigertshausen und der schwarze See im Zellerwald. Einzelne dieser kleinen Seen sind aber durch Abdämmung ihres Ablaufes künstlich vergrößert worden, so daß man sie mit gleichem Rechte als Weiher wie als Seen bezeichnen kann.

Die kleineren Möser und Tümpel sind so zahlreich, daß von einer Aufzählung Abstand genommen werden muß. Viele von ihnen sind das ganze Jahr über soviel wie ausgetrocknet, andere halten wenigstens bis zur heißen Jahreszeit Wasser und trocknen erst im Hochsommer aus.

Die Frage, ob eine in der Moränenlandschaft vorhandene Vertiefung bloß eine grubenförmige Einsenkung des Bodens dar-

[1]) Diese heißen im Volksmunde „Weiher“, sind aber wirkliche Seen.

stellt, die nur ganz vorübergehend mit Schmelzwasser des Gletschers erfüllt war, oder ob man einen wirklichen, wenn auch an Umfang und Tiefe vielleicht kleinen, jetzt erloschenen See mit ehemals regelmäßigem Zu- und Abfluß vor sich hat, ist nicht immer leicht zu entscheiden. Doch gibt hier die Erfahrungstatsache, daß die Zuflüsse des Sees demselben Gesteinsmaterial in irgendwelcher Form zuführen und dadurch die Unebenheiten des Seebodens mehr und mehr ausgleichen, in vielen Fällen ein brauchbares Unterscheidungsmittel. Findet man, daß eine solche Vertiefung in der Moräne einen stark geebneten oder geradezu horizontalen Boden besitzt, aus dem die Ränder der Vertiefung in deutlichem Winkel oder gar in Form von Steilufern heraufsteigen, so darf man sicher annehmen, daß man nicht bloß einen Wassertümpel, sondern einen wirklichen, erloschenen See vor sich hat. Gute Beispiele für solche Verhältnisse bieten der Längensee bei Sachsenkam (besonders südlich der Straße), und die Habichauerseen.

Bezüglich der Lagerungsverhältnisse der in der voralpinen Moränenlandschaft gelegenen Seen und Moose läßt sich die interessante Tatsache konstatieren, daß alle unsere größeren Möser samt den noch erhaltenen Seenresten der unteren Moränenzone angehören. Entweder sind sie gänzlich in ihr eingesenkt, oder sie ruhen wenigstens auf unterer Moräne resp. Seekreide und sind dann von älterem Schotter umrahmt. Nur einige wenige Seen und Moose liegen in der oberen Moräne. Die Erklärung für diese Erscheinung wird wohl am einfachsten in der tiefgehenden Erosion der Abschmelzwässer des Gletschers nach seinem endgültigen Zurückgehen ins Gebirge zu finden sein: Obere Moräne und ältere Schotter wurden durch die Strömung weggeführt und zu Niederterrassen-Talschotter verarbeitet, so daß die den älteren Schotter unterlagernde untere Moräne freigelegt wurde.

b) Alpenseen.

Von den eigentlichen Alpenseen fallen ins Tölzer-Moränengebiet nur der Schliersee, der Tegernsee und der alte Tölzersee. Letzterer beansprucht in erster Linie unser Interesse.

1. Der alte See bei Tölz.

Gümbel hat in seinen Werken die Frage nach einem alten See oberhalb Tölz wiederholt gestreift und spricht sich nicht

ungünstig in diesem Punkte aus, ja, er gibt sogar einmal (Geologie von Bayern II, p. 350) einen Grund für eine wahrscheinlich stattgehabte seeartige Anstauung des Wassers oberhalb Tölz an, nämlich die Bildung der dortigen Seekreide.

Aber eine direkte und bestimmte Ansicht findet sich nirgends bei Gümbel vor. Tatsächlich weicht auch die jetzige Ausgestaltung des Talbodens erheblich von jenen Lokalitäten ab, die das Gepräge eines alten Sees noch deutlich an sich tragen. Es fehlt im Isartale vor allem die für die erloschenen Seen so charakteristische Entwicklung von Moor und Torflagern, vielmehr ist ein großer Teil des Tales mit Niederterrassenschotter bedeckt. Gleichwohl mangelt es nicht an gewichtigen Gründen, die für einen früheren See im Isartale sprechen.

Zunächst führt uns die Analogie mit den übrigen Gletscherstraßen auf einen Tölzersee. Überall, wo am Nordrande der Alpen größere Gletscher in die Ebene herausgetreten sind, haben wir teils noch erhaltene, teils erloschene Seen: Die Seen von Rauchenzell und Ekarts an der Iller, die Wertachseen zwischen Wertach und Nesselwang, den großen Lechsee bei Füßen, den Eschenloher See an der Loisach zwischen Murnau und Eschenloh, dann den Kochelsee; östlich der Isar haben wir den Tegernsee, den Schliersee, den ausgedehnten alten Rosenheimersee, den Chiemsee und zuletzt den Salzburgersee; auch darüber hinaus setzt sich die Seenreihe noch fort zum Irrsee, Attersee und Traunsee. Würde hier gerade das Isartal eine Ausnahme machen, so wäre dieses in hohem Grade auffallend, zumal da die geologischen Verhältnisse denen anderer alpiner Gletscherstraßen sehr ähnlich und der Seebildung sehr günstig sind. Wie bei Tegernsee und Schliersee treten auch bei Tölz die Flyschberge weit auseinander und machen einem breiten, sich tief hinein erstreckenden Tale Platz. Wie das Lechtal nördlich von Füßen, das Loisachtal bei Murnau, die Kochelseeniederung südlich von Penzberg durch den Molassezug abgesperrt ist, der sich quer von West nach Ost herüberzieht, so ist in gleicher Weise das Isartal durch die Linie Buchberg-Kalvarienberg nach Norden hin abgesperrt. Überdies ist das Isartal gleich den meisten anderen hier in Frage kommenden Alpentälern „übertieft", d. h. sein Niveau steht tiefer als die Sohle der einmündenden Seitentäler. Das alles macht das Vorhandensein eines früheren Sees wahrscheinlich.

Zu diesen auf orographischen Verhältnissen beruhenden Gründen kommt ein weiterer, der aus den hydrographischen Verhältnissen des alpinen Vorlandes gewonnen wurde, aber freilich zunächst auch nur den Wert eines Analogiebeweises hat; es ist die Existenz des Teufelsgrabens.

Bei der Besprechung der großen voralpinen Möser unserer Gegend haben wir gesehen, daß zu jedem derselben eine Entwässerungsrinne, ein Trockental, gehört, durch welches sich die Seen und Seenteile entleert haben. Der alte Königsdorfersee floß durch das Gleißental ab, der Hechenbergersee [1]) durch das Reichertshausertal, der Kirchsee durch den Teufelsgraben. Ohne Zweifel haben sich diese Gewässer ihren Weg erst selbst gebahnt, diese Gräben erst geschaffen. Daß der Königsdorfersee und der ebenfalls große Hechenbergersee imstande waren, sich ihren Ablauf durch den Deckenschotter zu graben, ist wohl verständlich, namentlich wenn man in Erwägung zieht, daß diese beiden Seen eigentlich nur wiederum die großen Ausläufer des weit ausgedehnten Loisachsees waren und daß von diesem her beständig mächtige Wassermassen nachgeschoben wurden. Vergleicht man nun mit diesen mächtigen Seebecken den geradezu verschwindend kleinen Kirchsee, der auch dann noch als klein bezeichnet werden muß, wenn man ihn über das oben als Sachsenkamersee bezeichnete Gebiet ausdehnt, so ist die Annahme, daß die Gewässer des Kirchsees allein den tiefen und langen Teufelsgraben ausgehoben haben, ganz und gar nicht berechtigt. Es war diese Wassermenge und ihr Gefälle viel zu gering, als daß die aus beiden Faktoren resultierende Stoßkraft des Wassers hingereicht hätte, den Deckenschotter auf eine so lange Strecke hin und bis zu solcher Tiefe zu durchfurchen. Die Gewässer des Kirchseebeckens für sich allein haben den Teufelsgraben unmöglich schaffen können. Ohne weiteres aber wird die Existenz des Teufelsgrabens verständlich, wenn wir für denselben analoge Entstehungsbedingungen voraussetzen resp. annehmen, wie für das Gleißental und das Reichertshausertal, nämlich ein der Größe der Abflußrinne entsprechendes Seebecken, das naturgemäß nur im Isartal gelegen sein konnte. Ist diese Annahme richtig, dann erstreckte sich der Tölzersee von Tölz aus das

[1]) Wegen dieser Bezeichnung vgl. Seite 20.

Tal aufwärts und das Elbachermoos in seiner Fortsetzung zum Kirchsee- und Winkelfilzen ist eine ähnliche Ausbuchtung des großen Tölzersees, wie das Deininger-Eglingerfilz eine Ausbuchtung des großen Königsdorfersees ist.

Eine Begründung des alten Tölzersees, die mehr als das bisher Vorgebrachte positiven Charakter hat, scheint man in der im ganzen Isartale abgelagerten Seekreide finden zu dürfen. Aus der Umgebung von Mittenwald und Wallgau führt Gümbel die Kreidebrüche am Altenbach, am Kranzbach und Kreidebach an, ferner die Brüche am Finzbache, am Straßwalde und Kofelflecke, sowie die Kreide am Fischbachkopf in der Vorderriß. In Fall steht die Kreide in nächster Nähe der Dürrachbrücke und an der Isar an, südlich von Lenggries findet man sie im Jachental, nördlich von Lenggries im Arzbachtal, weiter nördlich wurde sie bei der Bibermühle im Liegenden der Isaralluvionen angetroffen; ferner steht sie an verschiedenen Stellen im Einbach und in der Gaissach an und im Tölzer Kreidewerk. Hält man an der Ansicht fest, daß die Kreide sich nur in ruhigem Wasser, in stillen Winkeln ablagern konnte, wofür schon die außerordentlich hübsche Schichtung des feinen, schlammigen Materials spricht, so wird man den massenhaften von einem Rande des Tales zum andern reichenden Kreideabsatz nur durch die Annahme erklären können, daß das ganze Tal von einem relativ tiefen See erfüllt war, dessen Länge so groß war, daß die Strömung der Isar nur an ihrem Ein- und Ausfluß bemerklich, im eigentlichen See aber ruhiges Wasser vorhanden war. Für die Tiefe dieses Sees haben wir in der Höhenlage der obersten Kreideschichten ein vollständig gesichertes Minimalmaß. Im Tölzer Kreidewerk steigt die Kreide bis zu 700 m, also 50 m über den Isarspiegel. Das war der Minimalwasserstand des Sees bei Tölz. Weil sich nun auch die oberste Schichte der Kreide noch im Wasser abgesetzt hat, so wird der Wasserspiegel wohl noch einige Meter höher gewesen sein. Infolgedessen werden wir, ohne einen wesentlichen Fehler zu begehen, für den Tölzersee eine Tiefe von etwa 60 m und eine Seespiegelhöhe von ca. 700—710 m annehmen dürfen. Mit dieser Höhenlage stimmt auch die Höhe der Talsohle im Elbachermoos und im Kirchseefilzen, die im Mittel 700 m beträgt, so daß also vom See aus ein 5—10 m tiefer Abfluß ausgegangen sein mag. Die Tiefe des Sees und die im

ganzen Tale verbreitete Kreidebildung sagt ferner mit voller Bestimmtheit, daß der alte See das Isartal vom Blomberg bis hinüber zu den Gaissacherbergen ausgefüllt hat[1]). Geht man nun, um die Länge dieses Sees zu bestimmen, von einer Spiegelhöhe gleich 710 m aus nach Süden, so erreicht man den jetzigen Isartalboden erst wieder oberhalb Winkel und den Boden des Jachenauertales in der Gegend von Letten. Soweit hinauf reichte also der Tölzersee, vorausgesetzt, daß der Wettersteinriegel bei Hohenburg wenigstens an seinen niedrigsten Punkten noch unter Wasser stand. Jedenfalls hat er aber den See bedeutend eingeengt, wie es in gleicher Weise auch durch den Hauptdolomit vom Langeneck zum Hohenreut hinüber geschehen ist. Diese doppelte Einschnürung bewirkte eine deutliche Dreiteilung des Seebeckens: der nördliche und zugleich größte Teil des Sees reichte von Tölz bis Hohenburg, der mittlere von Hohenburg bis Fleck, der südliche von Fleck bis etwa an die Abhänge des Rauchenberges im Isartal und des Lettenberges im Tale der Jachen. Somit hatte der alte Tölzersee bei einer Länge von 18 km und einer Mittelbreite von 3 km einen Flächenraum von ca. 54 qkm. Er war also sechs mal so groß als der jetzige Tegernsee samt dem Egerersee.

Die weiter südlich gelegenen Isarseen bei Fall, Vorderriß und Wallgau-Mittenwald waren als solche vom Tölzersee völlig getrennte Seebecken; sie liegen nicht mehr im Bereiche dieser Arbeit.

Die nördliche Grenze des Tölzersees wurde durch einen Querriegel gebildet, der sich vom Kalvarienberg gegen den Buchberg hinüberzog. Die Höhe dieses natürlichen Dammes läßt sich nicht mehr genau bestimmen. Aber die Tatsache, daß sich unterhalb desselben von diluvialem Talschotter bedeckt wieder Kreide von mehreren Metern Mächtigkeit befindet, läßt darauf schließen,

[1]) Ob auch der Wackersberg ganz unter dem Wasserspiegel des Sees stand, läßt sich nicht sicher angeben. Mit seiner jetzigen Höhe hätte er wohl eine breite Insel gebildet, aber vor der Eiszeit war er ja noch nicht so hoch, denn die älteren Schotter hat erst das heranrückende Eis mitgebracht und die Moränen, die den Berg bedecken, entstammen dem bereits zurückgehenden Gletscher. Denkt man sich Moräne und Schotter vom Wackersberg weg, so erhält man seine voreiszeitliche Höhe, also die Höhe zur Zeit des Sees. Das war aber die Höhe des Deckenschotters (700 m) und zugleich die Höhe der Seekreide. Es scheint der See den Bergrücken nur ganz oberflächlich überflutet zu haben.

daß schon bei Beginn der Eiszeit, als die Isar die ersten schlammigen Massen brachte, die dem heranrückenden Gletscher vorausgeeilt waren, die Fluten des höher schwellenden Sees diesen Damm überschritten und auch jenseits desselben ihren Kreideschlamm abgelagert haben. Es wird also dieser Damm die Höhe von 710 m, das ist 70 m über der Talsohle nicht weit überschritten haben, zog sich demnach in gleicher Höhe mit dem Kalvarienberg von diesem zum Buchberg hinüber.

Die Kreideablagerungen bei Tölz geben uns nicht bloß ein gutes Bild von der Tiefe und Größe des Tölzersees, sondern sie zeigen uns auch mit voller Bestimmtheit sein geologisches Alter an. Da die Kreide als feinstes Abschlämmungsprodukt noch leichter fortgeführt wird als der schwere Sand und der noch schwerere Kies, so muß sie auch an der Stelle, wo sie jetzt gelagert ist, vorher angekommen sein als Sand und Kies, mit welchen beiden sie als „untere Schotter" der vorrückenden Moräne vorauseilt; sie ist also zeitlich das erste Fluvioglazialgebilde der Eiszeit, und da die Kreide sich im Seewasser abgesetzt hat, so muß der See bereits vorhanden gewesen sein, als die Eiszeit einsetzte. Er ist also nicht erst durch die Eiszeit geschaffen worden; er wurde vielmehr durch die Eiszeit hinweggenommen. Durch die Zerstörung jenes Querriegels, der bei Tölz das Isartal nach Norden hin abschloß, wurde dem Gewässer des Sees der Abfluß nach dieser Richtung hin geöffnet; die Isar, die bisher ihren Lauf von Tölz aus nach Osten durch den Teufelsgraben und die Mangfall zum Inn genommen, brach damals wieder nach Norden durch und entwickelte sich aufs neue zu einem selbständigen Nebenfluß der Donau. Dieser Durchbruch kann aber nicht erst in postdiluvialer Zeit geschehen sein, sonst hätten sich im Isartale oberhalb und unterhalb Tölz keine diluvialen Talterrassen bilden können. Letztere zeigen durch ihre Auflagerung auf den Cyprinenmergeln und den Tölzer Sandsteinen mit voller Sicherheit an, daß beim Abschluß der Eiszeit der Tölzersee bis auf die jetzige Talsohle abgeflossen und somit der Durchbruch der Isar vollendet war.

An die Frage nach dem alten Tölzersee möge sich die Besprechung des Mangfallproblems anreihen.

Die alte Frage, die schon zu Gümbels Zeiten lebhaft be-

sprochen wurde, ob nämlich die Mangfall früher über Grub hinaus nach Norden abfloß, wurde durch Penck wiederum aufgerollt. Gümbel selbst war der Ansicht, daß sich die Mangfall niemals weiter als bis Grub gegen Norden richtete und die gegenteilige Ansicht hat er mit der ihm eigenen Lebhaftigkeit und Schärfe auf das bestimmteste verworfen. Penck hingegen tritt wiederum für frühere Fortsetzung der Nordrichtung ein. Bei einem Erklärungsversuche über die Entstehung der „Münchener schiefen Ebene" kommt er zur Ansicht, daß dieselbe durch Zusammenschmelzung mehrerer Talungen gebildet worden sei; das östlichste dieser Täler bezeichnet er als das Tal der alten Mangfall „die, bevor sie in das Zungenbecken des Inngletschers abgelenkt wurde, an der Westseite (muß heißen: Ostseite) des Münchener Feldes nach Norden floß" (l. c. p. 72). Dieser Ansicht entsprechend hat Penck auch auf der „Karte des Inn- und Salzachgletschers" p. 129 die vermutete Abflußrinne der Mangfall von der Biegung bei Aschbach nach Norden zu eingetragen.

In der letzten Zeit beschäftigte sich Prof. Bayberger nochmals mit dem Mangfallproblem; seine Studien führten ihn aber von der Ansicht Pencks wieder ab und zu Gümbel zurück. Auf Grund der Oberflächenformen der nördlich vom Mangfallknie gelegenen Landschaft glaubt er ein früheres Abfließen der Mangfall nach Norden nicht annehmen zu dürfen. Verfasser hat ebenfalls seine Aufmerksamkeit dem Mangfallknie zugewendet und diese auffallende Biegung des Flußes durch das Studium der nächsten Umgebung, aber auch im Zusammenhang mit dem ganzen Flußsystem zwischen Isar und Inn zu erklären gesucht. Er hält die Ansicht Pencks für unrichtig und schließt sich der Ansicht Gümbels und Baybergers an, ist aber auf einem anderen Wege als letzterer zu derselben gelangt.

Vor allem müssen wir — so denkt der Verfasser — wenn wir das Mangfallproblem vollständig behandeln und verstehen wollen, beachten, daß dasselbe drei wichtige Fragen in sich schließt: Erstens, woher kommt es, daß die Mangfall, nachdem sie von Gmund aus eine nördliche Richtung eingehalten, bei Grub ihre Richtung plötzlich mit knieförmiger Umbiegung nach Südosten ändert? Diese erste Frage bildet den Gegenstand der oben erwähnten Erörterungen von Gümbel, Penck und Bayberger. Zu ihr tritt noch eine zweite: Woher kommt es,

daß die Mangfall gerade an ihrer Umbiegungsstelle ihren bis dorthin größten Nebenfluß, den Teufelsgraben, aufnimmt? Die dritte Frage lautet: Woher kommt es, daß die Mangfall nach ihrer Vereinigung mit dem Teufelsgraben nicht in irgendeiner beliebigen Richtung, sondern gerade in der Richtung ihres bisherigen Nebenflusses weiterzieht, indem sie — wenigstens im allgemeinen — den bogenförmigen Verlauf des Teufelsgrabens fortsetzt?

Zunächst will ich darauf hinweisen, daß mir vom geologischen Standpunkte aus eine Beantwortung dieser Fragen nicht gelungen ist. Für meine anfängliche Vermutung, es möchten tektonische Störungen in der Deckenschotterplatte der Mangfallbiegung vorgearbeitet haben, konnte ich gesicherte Stützpunkte nicht auffinden; auch zeigt sich bei Grub weder in der Härte, noch auch in der Zusammensetzung der Nagelfluhfelsen eine Veränderung, und wenn nun die Mangfall bis Grub hinab den ganzen Deckenschotter durchfurcht hat, so ist gar nicht einzusehen, warum sie das nicht auch über Grub hinaus hätte tun können. Ihre Umbiegung ist geologisch nicht erklärlich, wohl aber scheint die Geographie resp. die Hydrographie den Schlüssel zur Erklärung zu bieten.

Das gegenseitige Verhältnis zwischen Teufelsgraben und Mangfall wird gewöhnlich so ausgedrückt: der Teufelsgraben beginnt in der Nähe des Kirchsees bei Sachsenkam, bildet einen nach Nordost gerichteten Bogen und mündet bei Grub in die Mangfall. Da nun nach dem gewöhnlichen Sprachgebrauche der Nebenfluß in den Hauptfluß einmündet und nicht umgekehrt, so ist in obigem Satze der Gedanke ausgedrückt: die Mangfall ist der Hauptfluß und der Teufelsgraben ist ihr Nebenfluß. Nun wollen wir einmal diese bisherige Anschauung umkehren und den Teufelsgraben als Hauptfluß, die Mangfall jedoch als seinen Nebenfluß betrachten[1]), und wir werden sehen, daß wir durch eine solche Umkehrung alle drei gestellten Fragen auf die einfachste und natürlichste Weise beantworten können. Wir erhalten für Teufelsgraben und Mangfall genau dieselben gegenseitigen Verhältnisse, wie wir sie z. B. für die Donau und ihre ersten Nebenflüsse, Iller und Lech, haben, nämlich: 1. Die Donau als Hauptfluß hat

[1]) Einen Anklang an diesen Gedanken finde ich bei Götz: Geographisch-hist. Handbuch von Bayern, p. 177, wo es heißt, daß die Mangfall von ihrem Knie an das so lange entwickelte Trockental des Teufelsgrabens als Bett benützt.

bis zu ihrer Vereinigung mit dem Lech eine Richtung von Südwest nach Nordost; ebenso der Teufelsgraben bis zur Aufnahme der Mangfall. 2. Die Donau nimmt bei Rain den von Süd herkommenden Lech als Nebenfluß auf; der Teufelsgraben empfängt bei Grub die von Süden herkommende Mangfall. 3. Nicht der Lech bildet bei Rain eine knieförmige Umbiegung und nicht die Mangfall bildet bei Grub eine solche Umbiegung, sondern beide münden in einem Winkel von ca. 90° in den Hauptfluß ein. 4. Sowohl die Gewässer des Lechs als der Mangfall werden selbstverständlich im Bette des Hauptflusses weitergeführt. Wir sehen, daß die Parallelen sich vollständig decken, wenn wir einerseits im Einklange mit der bisherigen Anschauung die Donau als Hauptfluß, den Lech als Nebenfluß gelten lassen, und wenn wir anderseits die bisherige Anschauung an der Mangfall umkehren und den Teufelsgraben samt seiner Fortsetzung über Grub hinaus bis Rosenheim als Hauptfluß, dagegen die Mangfall von Grub aufwärts bis Gmund als Nebenfluß des Teufelsgrabens auffassen. Ich muß noch ein Wort sprechen zur Rechtfertigung einer solchen Umkehrung. Da für gewöhnlich dem Hauptflusse das breitere und tiefere Flußtal, dem Nebenflusse aber das engere und seichtere Tal eigen ist, so scheint die obige Umkehrung nicht zulässig zu sein, da ja das Mangfalltal an Breite und Tiefe den Teufelsgraben weit übertrifft. Dieser Einwurf läßt sich jedoch leicht zurückweisen. Ich habe bereits oben erwähnt, daß wir im Teufelsgraben das alte Isarbett vor uns haben, durch welches sich die Isar in den Inn ergoß; das war unmittelbar vor der Eiszeit; ich konnte fernerhin nachweisen, daß der neuerdings erfolgte Isardurchbruch nach Norden bei Tölz mit dem Abschlusse der Eiszeit vollendet war; seit dieser Zeit ist also der Teufelsgraben bis Grub ein Trockental, hat demnach eine weitere nennenswerte Vertiefung und Verbreiterung nicht mehr erfahren; von Grub abwärts jedoch wird er bis heute von der Mangfall benützt, konnte also von Grub bis Rosenheim ebenso wie das Mangfalltal zwischen Grub und Gmund durch weitere Erosion verbreitert und vertieft werden.

Wenn eben gesagt wurde, daß die Isar sich vor der Eiszeit durch den Teufelsgraben in den Inn ergossen hat, so muß natürlich dieser Graben damals schon vorhanden gewesen sein; er ist also nach meiner Auffassung präglazialen Alters. Neumayr und

andere Geologen halten ihn für jünger und glauben, daß er erst durch die Abschmelzwässer des zurückgehenden Gletschers entstanden sei. Diese Ansicht dürfte wohl unrichtig sein; denn wie sich in die großen Talfurchen des Eglinger-Deiningermooses und des Königsdorfer- und Wolfratshauserbeckens die älteren Schotter hereinsenken und in ihnen verbreiten und damit anzeigen, daß diese Furchen schon dagewesen sein müssen, bevor die Gletscher ankamen, von denen diese Schotter stammen, so ist das gleiche auch im Teufelsgraben und im Reichertshausergraben der Fall. In ersterem ist das besonders gut zu sehen in der Umgebung von Peratsmühle, ja, ich konnte dort am Nordgehänge des Grabens, als man gelegentlich nach Wasser suchte, im Liegenden der unteren Schotter auch noch die Seekreide feststellen. Im Reichertshausergraben senkt sich stellenweise sogar die obere Moräne noch in den Graben herab. Es gehören diese Trockentäler zu jenen Furchen, von welchen Penck p. 187 sagt, „daß sie bis zu einem gewissen Umfang älter seien, als die — d. h. als seine — letzte Eiszeit". Daß diese Gräben nicht von glazialem Geschiebe, das sich von beiden Seiten an sie herandrängt, ausgefüllt sind, kann man ohne Schwierigkeit durch Erosion der Abschmelzwässer der zurückweichenden Gletscher erklären. Als diese etwa bis in die Gegend von Dietramszell und Sachsenkam zurückgegangen waren, haben ihre Schmelzwässer die bereits vorhandenen Rinnen benützt und allmählich die Gräben wieder entleert[1]).

[1]) Kürzlich erschien in der „literarischen Beilage zur Augsburger Postzeitung" (7. Jan. 1910) ein Artikel von Dr. Jos. Reindl: „Hydrographische Merkwürdigkeiten Südbayerns", der sich auch mit dem Teufelsgraben und dem Mangfallproblem beschäftigt. Bezüglich des ersteren meint Reindl: „Der Teufelsgraben dürfte, wie der Höllengraben bei Darching, von Wolkenbrüchen herrühren". Daß der Höllengraben nur ein Wassereinriß ist, das ist leicht ersichtlich; aber zwischen ihm und dem Teufelsgraben sind doch so bedeutende Unterschiede, daß es nicht angeht, beide auf gleiche Stufe zu stellen; mit seiner Ansicht, daß der Teufelsgraben durch Wolkenbrüche entstanden sei, wird Reindl wahrscheinlich wenig Glauben finden. Es muß doch bei jedem Erklärungsversuche die angenommene Ursache wenigstens einigermaßen der beobachteten Tatsache resp. Wirkung entsprechen; das wird aber von der Reindlschen Hypothese niemand behaupten wollen, der den Teufelsgraben kennt.

Bezüglich der Entstehung der Mangfallbiegung lehnt sich Reindl an Penck an, ohne jedoch neue Gründe für die Penck'sche Ansicht zu bringen; deshalb scheint es nicht notwendig, nochmals auf diese Sache zurückzugreifen.

2. Schliersee und Tegernsee.

Gleichviel, wie man über die erste Entstehungsursache dieser beiden Seen denken mag, in der Form und Größe, wie sie jetzt vor uns liegen, müssen wir sie mit eiszeitlichen Vorgängen in Verbindung bringen und sie als glaziale Stauseen bezeichnen. Ihre Moränen lagern sich bogenförmig um den Ausgang der Täler und bewirken die Aufstauung der Gewässer. Die mittlere Höhe der Moränen am Schliersee übersteigt den jetzigen Wasserspiegel um ca. 20—25 m, während die Moränen des Tegernsees sich im Mittel um etwa 75 m über die jetzige Seehöhe erheben. Es ist wahrscheinlich, daß die stauenden Moränenzüge unmittelbar nach dem Rückzuge des Eises die nachkommenden Abschmelzwässer bis zu ihrer damaligen Kammhöhe anschwellen ließen; in diesem Falle mußte nach dem Eisrückgange der Tegernsee bis über Bad Kreut und der Schliersee bis Josephstal hinauf gereicht haben. Aber in dem Maße, als sich die Mangfall bei Gmund und die Schlierach bei Westenhofen in die Moräne einbohrte und sie gleichsam tiefer und tiefer durchsägte, mußte auch der Wasserspiegel der Seen sinken, bis er seinen jetzigen Stand erreicht hat. Es ist aber auch möglich, daß die Durchschneidung des Dammes durch die Schmelzwässer des Eises Hand in Hand mit dem Abschmelzen selbst ging, so daß es zu einer Aufstauung der Gewässer bis zu oben bezeichneter Höhe überhaupt nicht kam.

Eine eingehende Besprechung der Glazialverhältnisse am Tegernsee finde ich bei Penck p. 169—174, auf die ich mit einigen Worten zurückkommen muß. In dem Abschnitte mit dem Titel: Talmündungstrichter (p. 173) schreibt Penck die trichterförmige Erweiterung des Tegernseetales einer vorletzten Eiszeit, der Rißvergletscherung zu, während er die wannenförmige Eintiefung derselben, das Becken des jetzigen Tegernsees zur letzten Eiszeit stellt. Im folgenden Abschnitte mit der Überschrift „Uferlinien“ spricht Penck von den Marken eines früheren Hochstandes des Sees, erwähnt den Schuttkegel des Söllbaches und stellt ihn als ein altes Delta dar, das sich im Tegernsee während dieses Wasserhochstandes gebildet hat; als Beweis für diesen Wasserhochstand führt er die Schotter an der Weissachmühle an, die eine sehr hübsche nach Norden einfallende Schrägstellung ihrer Schichten aufweisen und selbst wieder von horizontal gerichtetem Schotter überlagert sind. Da nun die Weissachschotter

und der Söllbachschuttkegel auf der durch die „Rißvergletscherung“ gebildeten Talerweiterung liegen, so könnte diese Zusammenstellung wohl den Gedanken erwecken, daß Penck diese Schotter- und Schuttablagerungen für interglazial hält, zumal da er ja sonst vielfach Deltabildungen in alten Seen als interglazial auffaßt; doch spricht er sich nicht ausdrücklich in diesem Sinne aus, vielleicht lag ihm dieser Gedanke auch ferne; es scheint aber, daß er sich über das Alter dieser Bildungen überhaupt nicht recht klar war, sonst hätte er vermutlich statt des allgemeinen und unbestimmten Ausdruckes „altes Delta“ wohl einen präziseren gewählt. Ich will nun, soweit es möglich ist, eine genauere Altersbestimmung versuchen.

Zunächst stimme ich mit Penck völlig überein bezüglich des Charakters des Söllbachkegels. Die Aufschlüsse, wie sie gegenwärtig am Nordufer des Ringsees zu beiden Seiten der Straße zu beobachten sind, zeigen in ihrem ganzen Habitus eine derartige Abweichung vom Glazialschotter, daß man über ihre Bildung als Bachkies gar nicht im Zweifel sein kann: Die Gesteinsgröße ist außerordentlich wechselnd, die Gesteine selbst sind vielfach noch sehr eckig und manchmal geradezu scharfkantig und beinahe soviel wie noch gar nicht gerollt. Das Material enthält neben vielen Jura- und Triasgesteinen vom Fockenstein und Kampen auch reichliche Mengen von Flyschtrümmern. Die ziemlich flache Oberflächenform des Schuttkegels, die in gleicher Höhe wie die der Weissachschotter verläuft und die schräge Stellung der ebengenannten Schotter sind es nun, welche Penck, wie gesagt, veranlassen, den Söllbachschuttkegel und die Schotter an der Weissach für alte Deltas des Tegernsees zu erklären und diesem selbst einen früheren Hochstand in der Höhe dieser Schotter zuzuschreiben; dabei ist natürlich zu denken, daß der Einbruch der Söllbachschotter erfolgte, als der Seespiegel noch so hoch stand.

Dazu möchte ich folgendes bemerken:

Was zunächst die schräg geschichteten Schotter an der Weissachmühle anlangt, so bin ich der gleichen Ansicht wie Penck, daß sich nämlich eine derartige Lagerung der Schotter nur in einem ruhigen Wasser, in einem See bilden konnte und glaube deshalb, daß gegen den von Penck angenommenen früheren Hochstand des Tegernsees nichts einzuwenden ist. Und nun stelle ich die

von Penck offen gelassene Frage, wann dieser Wasserhochstand vorhanden war, und wann sich in demselben die schräge gestellten Schotter gebildet haben? Zunächst fasse ich dieselben als Glazialschotter auf, und zwar wegen ihrer charakteristischen Ausbildung und ihrer Verbindung mit Moränenmaterial, das Penck weiter oben im Tale bei Brunnbichl beobachten konnte. Die weitere Frage, ob die schrägen Schotter älter oder jünger sind als die zu ihnen gehörigen Moränen am Rande der Berge, ob diese den Schottern aufsitzen oder unter sie untertauchen, mit einem Worte, ob die fraglichen Schotter als „untere oder obere" Schotter zu bezeichnen sind, konnte ich nicht mit hinreichender Sicherheit beantworten. Denn bis Kreut und noch weiter hinein liegen die an die Berge angelehnten Moränen alle höher als die Schotter und sitzen, soweit geeignete Aufschlüsse es erkennen lassen, unmittelbar auf felsigem Untergrunde auf. Wenn ich aber zur Entscheidung unserer Frage die analogen Verhältnisse im Isartale, wo sie viel deutlicher sind, heranziehen darf, so muß ich die schrägen Schotter an der Weissach als untere Schotter bezeichnen. Denn im Isartale konnte ich vielfach auf der Seekreide noch die Sande und die unteren Schotter feststellen und hin und wieder auch deutliche Schrägstellung beobachten, während sich die auf ihnen liegenden oberen Schotter, ebenso wie an der Weissach, durch ihre horizontale Schichtung und ihr besser durchgewaschenes Material auf den ersten Blick von den älteren Schottern unterschieden. Ist nun diese meine Deutung der schrägen Weissachschotter als untere Schotter richtig, so hat sich, wie im Isartale oberhalb Tölz, so auch im Tegernseekessel bereits vor der Eiszeit ein See befunden, in welchem sich beim Eintritte der Eiszeit die dem Eise vorauseilenden Schotter deltaförmig abgelagert haben. Dieser See, den ich als den „alten Tegernsee" bezeichnen will, hat das ganze weite Tal zwischen den Flyschbergen und bis hinein ins Triasgebirge ausgefüllt. Wir haben, wie bei Tölz, so auch bei Gmund in dem ehemals ohne Unterbrechung durchziehenden Molasserücken (Plattenberg-Eckberg) die natürliche Talsperre zu erkennen, die das Seebecken gegen Norden abdämmte. Etwa 600 m unterhalb der Mangfallbrücke bei Gmund konnte ich unter der Moränenbedeckung anstehende Molasse feststellen und im Schwärzenbach, der sich zwischen Luisental und Mühltal in die Mangfall ergießt, sind ihre Schichten

vorzüglich gut aufgeschlossen. Die gleichen Gewalten, welche die Nordbarriere des Tölzersees zerstört haben, nämlich die eiszeitlichen Flutmassen, haben auch bei Gmund das Seebecken geöffnet und dem alten See den Abfluß ermöglicht. Als dann am Ende der Eiszeit das Gletschereis abschmolz, hat es an der Stelle der zerstörten Molasse und auf deren noch erhaltenem Unterbau die Tegernseer Jung-Endmoräne liegen gelassen, wodurch das Tal zum zweiten Male abgedämmt und die Gewässer zum zweiten Male seeartig aufgestaut wurden: So entstand der neue, jetzige Tegernsee. Da die mächtigen Wassermassen, welche die Weissach aus ihrem eigenen Quellgebiet und von den in der Umgebung von Bad Kreut in sie einmündenden Seitenbächen empfing, von ihrem nördlichen Laufe durch den Ringberg in die nordöstliche Richtung abgelenkt wurden, so mußte sich ihre Hauptströmung auch über die Mittelachse des alten Seebeckens hinaus und mehr an das östliche Ufer desselben hinschieben. Hier kam die Erosionsgewalt der Fluten am meisten zur Wirkung, es bildete sich ein im alten Seeboden eingetieftes Rinnsal, das die Seewanne des heutigen Tegernsees darstellt. So verstehen wir die seitliche Lage des neuen Sees im Becken des alten.

Fasse ich also die schräggestellten Schotter bei Weissachmühle als untere Schotter auf, die vom nachrückenden Gletscher oberflächlich und im ganzen horizontal abgeschürft wurden, und erkenne ich in den sie überlagernden, horizontal geschichteten Schottern den jüngsten diluvialen Schotter, der sich nach dem Rückzug der Gletscher bildete, so glaube ich durch eine derartige Auffassung den glazialen Verhältnissen an der Weissach Genüge zu leisten.

Bezüglich des Söllbachschuttes meint Penck, er stelle ebenfalls ein Delta vor, das sich, wie das der Weissachschotter, während eines Wasserhochstandes im alten See gebildet habe, und zwar zur Zeit als die Weissachschotter entstanden. Mir scheint das nicht recht glaublich zu sein. Denn da dieser Schutt die gleiche Höhe wie die Weissachschotter hat, so müßte er doch auch wie letztere vom jüngsten diluvialen, horizontal geschichteten Schotter bedeckt sein; die gegenwärtigen Aufschlüsse zeigen aber davon nichts. Meine Ansicht über den Söllbachschutt ist folgende: Nach der Eiszeit wurden die diluvialen Schotter, die sich jetzt von den Wurzeltälern heraus bis zur Weissachmühle hinziehen

und bei Gmund ihre Fortsetzung haben, in der Umgebung von Abwinkel, Wiessee und Au, d. i. von Weissachmühle an bis hinunter zu dem nördlich vom Breitenbach zum See hinabziehenden Felsenriegel durch Erosion weggeführt und erst nach ihrer Entfernung durchbrachen die Söllbachfluten mit stärkerem Gefälle die stauenden Moränen und führten die großen Schuttmassen, die sich hinter diesen angehäuft haben, aus dem Gebirge heraus. Daß der Schutt keinen steilen Schuttkegel im gewöhnlichen Sinne, sondern eine flache Schutthalde bildete, erklärt sich leicht durch die Tatsache, daß zu beiden Seiten des Söllbaches weit ins Alluvialgebiet hinausstreichende Felsenrippen von Flysch vorhanden sind, die wie zwei natürliche Schutzdämme das Überflutungsgebiet einschränkten und eine gleichmäßige Ablagerung des Bachschotters herbeiführten. Das Steilgehänge des Schuttes gegen Abwinkel zu erklärt sich durch Unterspülung und Wegschwemmung des Materials durch den See. Ich halte den Schuttkegel des Söllbaches für postglazial.

Bevor ich nun den Abschnitt über die Alpenseen unserer Gegend beschließe, muß ich noch kurz auf die Frage nach ihrem geologischen Alter Bezug nehmen. Beim Tölzersee haben wir bereits gesehen, daß er nach der Eiszeit nicht mehr vorhanden gewesen sein konnte, weil ja auf dem Talboden Niederterrassen aufsitzen. Bezüglich des alten Tegernsees bin ich zum gleichen Resultate gekommen und vom Schliersee möchte ich dasselbe wenigstens vermuten, Beweise aber fehlen für diesen See bisher noch. Es sind demnach diese alten Seebecken durch die Eiszeit geöffnet und großenteils resp. ganz entleert worden; aber wann haben diese Becken sich geschlossen, wann entstanden diese Seen? Die Geographie scheint uns hier wieder den rechten Pfad zu zeigen. Der jetzige Schliersee füllt den Taltrichter nicht ganz aus; dieser geht nämlich nach Norden zu noch über den See hinaus bis zur Linie Abwinkel-Hausham, wo er am Molassezug endigt; auch der jetzige Tegernsee füllt seinen Taltrichter nicht aus; westlich und südlich von ihm liegt noch viel alter Seeboden zwischen dem aufsteigenden Gebirge, aber der Taltrichter endigt gegen Norden bei Gmund an der Molasse; den alten Tölzersee schloß ebenfalls die Molasse nach Norden zu ab. Weiterhin sehen wir, wie der alte Eschenlohersee durch den Molasserücken von Kohlgrub-Murnau gegen Norden ab-

gegrenzt wird und der zwischen dem Tölzersee und dem Eschenlohersee liegende Kochelsee, der sich nur als östliche Erweiterung des Eschenlohersees darstellt und mit ihm den alten großen Loisachsee bildete, wird wiederum durch den Molassezug von Dürrenhausen-Johannesrain von seiner weiteren Fortsetzung, den filzigen Niederungen von Penzberg-Königsdorf, abgetrennt. Die weiter westlich gelegenen Seen bei Trauchgau leiten zu dem großen alten Füssenersee über, dessen Becken jetzt allerdings großenteils durch Glazialgeschiebe ausgefüllt ist, dessen Reste uns aber noch im Hopfensee, im Weißensee und Bannwaldsee und einer Anzahl kleinerer Seen und Moore erhalten sind. Auch dieser alte Füssenersee erhält seine nördliche Abgrenzung durch die Molasse, die vom Senkele zum Tiefental- und Illasberg südlich von Roßhaupten hinstreicht. Alle diese alten Seebecken in der Außenzone der Alpen, eingeengt zwischen den hochaufstrebenden Bergen der Jura- und Triasformation und des Flysches, erweisen sich als die Mündungstrichter der den Alpen enteilenden Flüsse: des Lechs und der Loisach, der Isar, Mangfall und Schlierach, und wenn ich nun sehe, daß alle diese weiten Talungen nach Norden zu von einem und demselben Gebirgszuge, dem Molasserücken, abgesperrt werden, so drängt sich mir die Vermutung auf, daß die Bildung dieser Seebecken und damit die Stauung der Gewässer und die Entstehung der alten Seen selbst in ursächlichem Zusammenhange mit der Aufwölbung der Molasse steht. Diese hat sich wie ein langgestreckter, mächtiger Querriegel vor die uralten Talungen gelagert, dieselben abgedämmt und die Seebildung eingeleitet. Aus jener Zeit der Molasseerhebung dürfte die Ablenkung der Loisach bei Murnau herrühren, welche, statt ihren nördlich gerichteten Lauf gegen Weilheim fortzusetzen, nach Osten umbiegt und dem Kochelsee zuströmt; erst von da an nimmt sie, zum zweitenmal durch die Molasse bei Heilbrunn abgelenkt, ihre ursprüngliche Nordrichtung wieder auf. Auf jene Zeit der Molasseerhebung und Bildung des Tölzersees dürfte weiterhin die zeitweilige Ablenkung der Isar zurückzuführen sein, welche nach ihrem Abfluß aus dem See gegen Nordost zum Inn abgeleitet wurde. Auch die Mangfall scheint beim Verlassen des Tegernsees eine Ablenkung gegen Osten erfahren zu haben, denn die Richtung ihres Laufes von Gmund an bis hinab zu ihrer Vereinigung mit der Schlierach weicht

sehr stark von der Richtung der Tegernsee-Tiefenrinne ab. Letztere weist nach Norden und manche Anzeichen deuten darauf hin, daß in früherer Zeit die Mangfall am westlichen Abhang des Taubenberges vorbei und über Holzkirchen abgeflossen sei.[1])

Die Zeit nun, in welcher diese Aufwölbung der Molasse und damit die Seenbildung und die Ablenkung der genannten Flüsse stattfand, läßt sich vorderhand nicht bestimmt und sicher fixieren, wir können sie nur vermutungsweise angeben. Ich glaube, daß diese Aufwölbung der Molasse zeitlich zusammenfällt mit der letzten stärkeren Hebung der Alpen überhaupt, welche die Bildung des Deckenschotters verursachte, der Eiszeit unmittelbar vorausging und diese vielleicht selbst herbeiführte. (Vergleiche damit, was später im Abschnitte über „Das geologische Alter des Deckenschotters" gesagt wird.) Ist diese meine Ansicht richtig, so ergibt sich als unmittelbare Folge daraus dieses, daß die alten Seen in den alpinen Taltrichtern unserer Gegend nur eine ganz kurze Lebensdauer gehabt haben — geologisch gesprochen, — da ja die Eiszeit selbst die Molasseriegel wieder soweit zerstört hat, daß die alten Seen abfließen konnten.

II. Fluvioglazialgebilde der Innenzone.

(Niederterrassen im weiteren Sinne.)

1. Charakteristik der Schotter und Trennung derselben von der Moräne.

Die diluvialen Schotter etc. sind hervorgegangen aus dem Moränenmaterial und bestehen demgemäß aus dem gleichen Stoffe. Sie sind überall dort entstanden, wo die dem Eise entströmenden Abschmelzwässer die Moränenzüge durchbrochen und größere Massen der Moräne mit fortgeführt haben. Da aber die kleinsten Partikel, nämlich Schlamm und feinster Sand der Gewalt des fließenden Wassers leichter folgen, als grober Sand, und dieser wieder leichter als grober Kies, so ist dadurch allein eine Sortierung der Bestandteile der Moräne eingetreten. Nach der Korngröße kann man drei Hauptarten der Fluvioglazialgebilde unterscheiden: Kreide, Sand und Kies. Die Kreide be-

[1]) Cfr. p. 74 Anm.

steht der Hauptmasse nach aus dem feineren, erdigen Bindemittel der Moräne und stellt eine lichtgraue bis schwärzliche Masse dar, die sich durch außerordentliche Kleinheit und Gleichmäßigkeit ihrer Bestandteile auszeichnet. Wo sie in größerer Mächtigkeit vorhanden ist, ist sie in der Regel von Sand- und Kieseinlagerungen ganz frei, nur in ihren liegendsten Schichten stellen sich gröbere Bestandteile ein; wo sie aber nur in geringerer Menge vorkommt, ist sie vielfach verunreinigt.

Beim Sand ist die Korngröße etwa $^1/_2$ mm bis 1,5 mm; von da aus gibt es aber viele Übergänge zum eigentlichen Schotter, bei dem die Größe der Rollsteine von Erbsengröße bis zu Kopfgröße schwankt.

Durch diese Sortierung ist der Kreideschlamm im allgemeinen frei von grobem Material, der Kies oder Schotter, sowie der Sand sind frei vom Moränenschlamm, sie sind gewissermaßen gereinigt und gewaschen.

Zu diesem ersten Unterschiede gesellt sich ein zweiter: das vom Wasser fortgeführte Moränenmaterial wurde bei seiner Wiederablagerung nicht regellos durcheinander geworfen, sondern schichtweise übereinander gelegt. Bis aufs kleinste und geradezu wunderschön durchgeführt ist die Schichtung bei der Kreide, weniger gut, entsprechend der Rauheit und Ungeschmeidigkeit des Materials, bei Sand und Kies. Doch ist sie auch hier deutlich und unverkennbar vorhanden.

Der dritte Unterschied zwischen Moräne und Schotter — hier scheidet Kreide und Sand aus — besteht darin, daß die meisten Gesteine der Moräne geschrammt oder gekritzt sind, aber bei der Bildung der Schotter haben sie infolge gegenseitiger Reibung die Schrammen verloren und sind glatt geworden.

Es lassen sich somit die wesentlichen Unterschiede zwischen Moräne und Schotter auf drei Punkte zurückführen:

Bei der Moräne: Einlagerung der Gesteine in eine schmutzig-schlammige Grundmasse, beim Schotter: gereinigtes Material ohne Grundmasse; bei der Moräne: stockförmige und massige Ausbildung, beim Schotter: deutliche Schichtung; bei der Moräne: geschrammtes, beim Schotter: glattes Gestein.

Diese theoretisch leicht erkennbaren Unterschiede treten nun in Wirklichkeit nicht immer und überall mit der wünschenswerten Schärfe auf. Es gibt deutlich geschichtete Moränen und

schlecht geschichtete Schotter, es gibt in der Moräne viele glatte Steine, und im Schotter noch manche geschrammte, manche Schotter sind auch recht schlecht durchgewaschen. Je weiter die Schotter von ihren Moränen entfernt sind, desto besser sind sie in der Regel ausgebildet. Mit der Entfernung von der Moräne nimmt die Zahl der geschrammten Gesteine im Schotter rasch ab, aber in nächster Nähe der Moräne ist die Zahl derselben verhältnismäßig groß und in manchen Kiesgruben findet man noch echtes Grundmoränenmaterial nesterförmig im Schotter eingelagert. Alles in allem genommen sind die typischen Merkmale des Schotters beim oberen Schotter besser vorhanden als beim unteren. Im besonderen unterscheidet sich der untere Schotter vom oberen durch seinen Gehalt an geschrammten Steinen; da nun die Schichtung das Hauptmerkmal der Schotter, die geschrammten Gesteine das der Moränen sind, so tragen die unteren Schotter den Charakter der beiden Glazialgebilde an sich und verraten dadurch, daß bei ihnen die Schotterbildung noch nicht ganz zur Vollendung gekommen ist: Es sind unfertige Schotter, Zwischenstufen zwischen vollständig durchgearbeitetem Schotter und echter Moräne, doch so, daß sie dem ersteren viel näher stehen als der letzteren.

2. Fluvioglazialablagerungen der Innenzone bei Tölz.

Allgemeine Bemerkungen. Da die Eiszeit im Isartale zwei Moränen, eine obere und eine untere, abgesetzt hat, so müssen wir hier an und für sich auch vier Schotter haben. Wenn nun diese auch alle einer und derselben geologischen Periode zugehören, so sind sie doch nicht gleich alt. Der zuerst gebildete und somit älteste von ihnen ist der untere Schotter zur unteren Moräne, ihm folgt an Alter der dazu gehörige obere Schotter; dann kommen der Reihe nach der untere und hierauf der obere Schotter der oberen Moräne. Diese der modernen Auffassung von den Glazialvorgängen entsprechende Reihenfolge ist aber an sehr vielen Stellen von vorneherein nicht zustande gekommen, oder doch jetzt nicht mehr vorhanden, oder wenigstens nicht mehr nachweisbar. Fürs erste ist nämlich die Bildung der Schotter viel lückenhafter als die der Moränen, fürs zweite ist ein großer Teil der Schotter durch glaziale und postglaziale Erosion wieder weggeführt worden,

fürs dritte sind die beiden Schotter, welche der Theorie entsprechend zwischen den beiden Moränen liegen müßten, so stark miteinander verbunden und sozusagen ineinander verkeilt, daß eine Trennung derselben kaum mehr durchzuführen ist. Diese Verhältnisse sind im Tölzer Gebiet nicht anders, als an anderen Orten, und deshalb mußten auch hier sämtliche zwischen beiden Moränen liegende fluvioglazialen Bildungen zusammengefaßt werden; sie tragen gewöhnlich den gemeinsamen Namen „ältere oder untere Schotter", weil sie eben der Hauptsache nach aus Schotter bestehen[1]).

Noch jünger als die bisher erwähnten Schotter ist der oberste diluviale Talschotter. Da derselbe im Isartale, aber auch an der Mangfall und Schlierach sehr gut zur Ausbildung gelangt und erhalten ist, wird er in einem eigenen Kapitel behandelt werden.

a) Der untere Schotter der unteren Moräne.

Dieser konnte bisher im ganzen Gebiete von Tölz, soweit es die Karte in sich schließt, nur an einer einzigen Stelle mit Sicherheit nachgewiesen werden, nämlich in dem bereits p. 9 erwähnten Tiefbrunnen bei der „Villa Schlößer" im Allgäu bei Oberwarngau. Dort wurde bei 21 m Tiefe die untere Moräne angetroffen; ihre Mächtigkeit beträgt 10 m; mit 32 m Tiefe beginnen die zu ihr gehörigen unteren Schotter. Zuerst wurden 11 m ziemlich reiner Kies durchstochen, hierauf 9 m Schotter, der neben vielen glatten Rollsteinen auch reichlich geschrammtes Gestein führt, zuletzt folgten 5 m gelblich grauer, sandiger Lehm mit geschrammten Gesteinen, hierauf der Deckenschotter. Die Gesamtmächtigkeit der zwischen unterer Moräne und Deckenschotter liegenden Sedimente beträgt also 25 m. Ihre petrographische Ausbildung ist, wie man sieht, keine einheitliche, widerspricht aber sonstigen Vorkommnissen im Schotter nicht. Faßt man das Ganze zusammen, so kann man es als unteren Schotter bezeichnen, der in seinen mittleren Lagen dem Typus der unteren Schotter gut entspricht, der aber nach oben hin sehr gut durchgewaschen ist und in seinen unteren Lagen viel Sand und Lehm führt.

---

[1]) Gümbel nennt sie: „älteres geschichtetes Diluvium". Diese Bezeichnung ist präziser als die obige, weil sie auch Sand und Seekreide umfaßt.

b) Die Schotter mit Sand und Seekreide zwischen den beiden Moränen.

Diese Schotter werden gewöhnlich als „untere oder ältere Schotter" der Jungmoräne bezeichnet; sie nehmen wegen ihrer großen Verbreitung einen bedeutenden Anteil am Aufbau unserer Moränenlandschaft und erheischen deshalb auch eine eingehendere Besprechung.

Die älteren Schotter unserer Gegend sind durchwegs gut geschichtet. Die Schichtung verläuft aber meist nicht horizontal, wechselt vielmehr in ihrer Richtung sehr rasch und häufig. Man sieht es dem Kies förmlich an, daß die Gewässer äußerst unruhig und stürmisch über das Moränenmaterial dahergebraust sein müssen: Es ist die Kiesbildung in nächster Nähe des Gletschereises.

Die unteren Schotter sind im allgemeinen stark sandig, gut gereinigter Kies tritt zurück, streifenförmige Einlagerungen von Ton finden sich sehr häufig, die Einzelheiten in den Aufschlüssen wechseln viel, aber der Gesamteindruck ist überall der gleiche. Rollsteine aus dem Deckenschotter finden sich im unteren Schotter in großer Anzahl, aber in den einzelnen Aufschlüssen ist ihre Häufigkeit starken Schwankungen unterworfen: in manchen Kiesgruben liegen sie in großer Menge umher, in anderen muß man sie suchen; vollständig fehlen sie wohl in keinem besseren Aufschluß. Für gewöhnlich ist der untere Schotter in unserer Gegend locker, nur selten ist er zu Konglomeraten verbunden, die sich an Festigkeit und Härte mit der Nagelfluh des Deckenschotters vergleichen lassen. Aber weniger feste, mehr zerreibliche Verkittung kommt häufiger vor; solche Konglomeratbänke ziehen durch den Kies und gehen oft ohne bestimmte Grenze wieder in lockeren Schotter über. Hin und wieder tritt die Nagelfluh in größerer Ausdehnung auf. Hieher gehört die von Penck angeführte Stelle an der Mangfall nicht weit unterhalb der Brücke in Gmund, wo der Fluß in einer ziemlich engen Schlucht die unteren Schotter durchbricht. Sehr hübsche Nagelfluhbildung aus derselben Stufe kann man auch in der Umgebung von Dietramszell, besonders in der Kiesgrube östlich von Schöneck, und bei der Greilinger-Schneidsäge beobachten. Eine sehr wichtige Eigenschaft der unteren Schotter ist ihre starke innere Verwitterung. In vielen Fällen, nämlich überall dort, wo man das

sicherste stratigraphische Merkmal der unteren Schotter, ihre Überlagerung durch die obere Moräne, nicht sehen kann, ist bei ihrer Trennung von den oberen Schottern der Verwitterungszustand ausschlaggebend. Durch diesen kann die Trennung der beiden Schotter beinahe mit der gleichen Sicherheit geschehen, mit der man durch die Deckenschotter-Rollsteine den Deckenschotter und die überlagernden oder anlagernden unteren Schotter der Jungmoräne scheidet. Doch muß man gute und womöglich frische Aufschlüsse haben, z. B. noch im Betriebe befindliche Kiesgruben. In solchen kann man sehen, wie das durchlässige lockere Material, das den Atmosphärilien freien Zutritt gestattet hat, den zerstörenden Einwirkungen derselben in hohem Grade unterlegen ist. Besonders sind es gewisse Gesteine, die ihrer Struktur und ihren stofflichen Bestandteilen nach der Verwitterung leicht zugänglich sind und die infolgedessen die Aufmerksamkeit des Geologen in erster Linie in Anspruch nehmen müssen. Dazu gehören die Tone und starktonigen Mergel aus dem Flyschgebirge und die in unseren Schottern ziemlich häufig vorkommenden Gesteine aus den Lias-Fleckenmergeln. Sie verwittern mit einer ganz charakteristischen, gelblich-grünlichen Färbung und sind gerade durch diese Farbe bei einiger Aufmerksamkeit leicht zu sehen, ja sie fallen nicht selten schon von weitem in die Augen. Meistens tief hinein oder vollständig durchweicht bröckeln sie von selbst ab und zerfallen beim Herausnehmen aus der Schotterwand. Zu den stark verwitterten Gesteinen zählen ferner die glimmerreichen Gneise. Wo nicht zufällig eine tonige Umhüllung ihnen einigen Schutz gewährt hat, ist der Feldspat soweit chemisch verändert und gelöst, daß der ganze Stein in lauter einzelne Blättchen und Splitter zerfällt, und sich leicht mit dem Hammer zerschlagen, ja sogar zwischen den Fingern zerreiben läßt.

Starke Verwitterung zeigen weiterhin die Rollsteine aus gewissen Schichten des Hauptdolomites; leicht lösliche Kalke, die von Kalkspatadern durchzogen sind, findet man oft so stark verwittert, daß die letzteren bis auf einen halben Zentimeter und darüber hinaus leistenförmig aus der Kalkmasse hervorragen und durch ihr gegenseitiges Ineinandergreifen bei stark zersprengten Gesteinen netzartige Figuren bilden. Sandsteine sind durch Auflösung des kalkigen oder tonigen Bindemittels oft so stark ver-

wittert, daß sie schon bei der Berührung mit der Hand zerfallen, oft ganz von selbst zerbröckeln. Zu den interessantesten Verwitterungserscheinungen in den älteren Schottern zählt die Auswitterung von Fossilien an jenen Kalk- und Mergelsteinen, die aus fossilreichen Schichten stammen und selbst noch von Versteinerungen erfüllt sind. Die Kalke und die kalkigen Mergel der Kössenerschichten kommen hier in erster Linie in Betracht; aber auch die übrigen in unseren Bergen vorkommenden Formationsglieder, soweit sie widerstandsfähiges Gestein liefern, sind reichlich vertreten. Daher sind es gerade die unteren Schotter, in welchen der Paläontologe und Geologe, der den Versteinerungen der Moräne seine Aufmerksamkeit zuwendet, die reichsten und schönsten Funde machen kann.

Bei Aufzählung dieser Verwitterungserscheinungen soll aber ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß dieselben, wenn auch in jedem besseren Aufschlusse, so doch nicht an jedem einzelnen Steine zu sehen sind. Nicht jeder fossilhaltige Stein zeigt Auswitterung, nicht jeder Gneis zerbröckelt und nicht jeder Fleckenmergel ist in Lehm umgewandelt u. s. w. Bei dem Widerstreite der den Stein zerstörenden und ihn schützenden Kräfte, zu welch letzteren außer der dem einzelnen Steine eigenen Widerstandskraft vor allen seine mehr oder minder gute Abschließung gegen Luft und Wasser gehört, schreitet eben die Verwitterung bei den verschiedenen Steinen mit ungleichen Schritten vorwärts. Es genügt aber für die Charakterisierung der älteren Schotter, wenn Verwitterungen der oben angeführten Arten in reichlicher Menge vorkommen.

Bezüglich der Verbreitung der älteren Schotter im Tölzer Gebiete ist unter Hinweis auf die Karte folgendes zu sagen:

Das Hauptverbreitungsgebiet der unteren Schotter liegt im Innern der Gletschergebiete, im Gegensatze zu den Moränen, deren Hauptmasse an den Randzonen gelagert ist.

Zum Loisachgletscher gehören:

1. Die Schotter in der Umgebung von Heilbrunn und Ramsau, von welchen aus ein Seitenarm gegen Osten durch die Stallau und nach Norden über Oberbuchen nach Unterbuchen zieht.

2. Die höher gelegenen Teile der Moosinseln: Nantesbuch, Karpfsee und Mooseurach und die Kieszone im Königsdorfer Land.

3. Die Schotterzone östlich der Loisach zwischen Sterz und Schweigwall.

4. Im Osten der Isar die Schotter bei Dettenhausen-Egling, sowie bei Sigertshofen und Feldkirchen im Osten des Eglingerfilzes; auch die isolierte Schotteraufragung „St. Georg" mitten in den Niederterrassen bei Aschholding gehört dem unteren Schotter an; am Gehänge zieht er bis über Rampertshofen herauf.

Der Schotter bei Dietramszell und Thannkirchen leitet zu den Schottern der Isar herüber. Diese beginnen im Isartal beim „Feller im Feld" in der Gegend, wo der Arzbach das Gebirge verläßt, ziehen sich mit mannigfacher Unterbrechung am Rande der Flyschberge gegen die Stallau zu und verbinden sich am Sauersberg mit den Stallauer Schottern. Jenseits des Tales ziehen sie in gleicher Höhe an den Abhängen des Buchberges weiter bis zur Buchenerstraße, sind aber hier nur mehr restweise vorhanden. Eine mächtige Anhäufung des älteren Schotters begegnet uns am Wackersberg; er bedeckt den Berg in seiner ganzen Länge und Breite, ist aber in der nördlichen Hälfte des Berges selbst wieder von oberer Moräne bedeckt.

In gleichem Niveau wie am Wackersberg setzt er sich im Osten der Isar fort und bildet hier die ausgedehnten Schotterfelder von Greiling, Reigersbeuern, Kirchbichel und Sachsenkam, wo er die früher besprochenen Überreste der oberen Moräne trägt. Am Nordrande des Kirchsees ist er sehr stark mit Moränenmaterial vermischt, so daß eine sichere Trennung von der ansteigenden Jungmoräne des Ameisenberges und Schindelberges nicht mehr möglich ist. Zum Teile ist das auch der Fall nördlich von Pelletsmühle, wo sich die Grenzen der untern Schotter gegen die Moränen des Zellerwaldes stark verwischen. Nördlich vom Hackensee ist jedoch wieder eine bessere Scheidung von Kies und Moräne eingetreten. Die unteren Schotter zeigen wieder ihre typische Ausbildung, gehen aber bald in die Niederterrassen über.

Die älteren Schotter des Tegernseegletschers sind zuerst sichtbar unterhalb der Mangfallbrücke in Gmund und ziehen von da im Tale hinab[1]). Sicher nachweisbar sind sie bis Talmühle, weil sie bis dorthin vom eigentlichen Niederterrassenschotter durch ihr Material gut zu unterscheiden sind. Von da an hören

[1]) Bezüglich der Weissachschotter vgl. p. 33 ff.

die Unterschiede mehr und mehr auf, beide Schotter vermengen sich und können nicht mehr auseinander gehalten werden.

Die von den Schlierseemoränen ausgehenden Schotterfelder zeigen unterhalb Miesbach einige Anklänge an älteren Schotter, doch ist auch hier eine Trennung zwischen oberem und unterem Schotter nicht möglich. Vom Inngletscher haben auf der Karte noch die unteren Schotter im Fendbachtal, an den Gehängen zu beiden Seiten der Leitzach und nördlich von Feldkirchen, und aus der Gegend zwischen Aying-Egmating und Glonn Platz gefunden.

Sandablagerungen und Seekreide zwischen den beiden Moränen.

Sand kommt allenthalben in den unteren Schottern in Form von streifenartigen Einlagerungen vor, deren Mächtigkeit selten einen halben Meter erreicht. In der Stärke von 1—10 m tritt aber der Sand nur im Liegenden der Schotter auf. Seine Feinheit ist sehr verschieden und wechselt vom grobkörnigen rauhen Wurfsand bis zum feinkörnigen, gleichartigen Putzsand. An vielen Stellen, wo er in größerer Menge in solcher Güte vorkommt, wird er von den Frauen zum Scheuern des Zimmerbodens und der Holzgeschirre verwendet. Die Schichtung ist vielfach so deutlich und schön erhalten, daß man die Wellen und Wogen des Wassers bis ins einzelne verfolgen kann.

Das Vorkommen größerer Sandmassen am Grunde der Schotter ist immer nur auf einzelne und, wie es scheint, eng begrenzte Lokalitäten beschränkt. Nirgends konnte bisher das Fortstreichen des Sandes auf größere Erstreckungen nachgewiesen werden.

Gut ausgebildet ist der Sand beim Tölzer Kreidewerk — gegenwärtig aber infolge von Gehängerutsch schlecht erschlossen —, ferner auf den Höhen über dem Tölzer Krankenhause, im Dorfe Reigersbeuern, beim Müller in Reut, an den Ostabhängen des Hechenberges gegen Mühltal zu und in der Nähe von Schwaigwall.

Die Seekreide kommt, ebenso wie der Sand, schon in den Schottern als dünne, bänderartige Streifen vor, ist aber hier meist stark mit Sand oder feinerem Kies vermischt und infolge von Verwitterung gelblich gefärbt. Als eigener geologischer Horizont liegt sie aber unter dem Schotter und dem Sand. Die vollendete Schichtung ist bereits erwähnt worden. Das Material der

Kreide ist keinem nennenswerten Wechsel unterworfen, nur ist sie hin und wieder etwas sandig, wodurch ihre Bildsamkeit, Zähigkeit und „Fettigkeit" leiden und ihre technische Brauchbarkeit und ihr Wert verringert wird. Bergmännisch abgebaut wird sie gegenwärtig nur bei Tölz; an der Annaquelle liegt sie auf eozänem Stockletten, am Kreidebruch ist ihr Liegendes unbekannt, weiter gegen Tölz zu ruht sie auf den oligozänen Cyprinenmergeln. Auf die übrigen Lokalitäten, an welchen im Isartale oberhalb Tölz Seekreide vorkommt, wurde schon bei der Frage nach dem Tölzersee hingewiesen. Unterhalb Tölz steht sie im Habichauer- und Zellerfilz und am Isargehänge bei Huppenberg an. Einzelne andere Vorkommnisse sind nicht von Belang.

Daß die Seekreide eine Ablagerung der abgeschlämmten Moräne ist, wurde bereits angeführt. Penck hält sie geradezu für ein Äquivalent derselben. Die Frage, ob sie der oberen oder unteren Moräne entstammt, kann kaum allgemein beantwortet werden, sondern muß von Fall zu Fall behandelt und entschieden werden. Wo Moräne und Kreide gleichsam ineinander verkeilt sind, gehören sie ohne Zweifel zusammen. Wo die Lagerungsverhältnisse zwischen Kreide und Moräne überhaupt nicht zu beobachten sind, wird sich auch nichts Sicheres über ihre Zusammengehörigkeit sagen lassen. Wo aber die Kreide in Muldungen oder grubenartige Vertiefungen der unteren Moräne einfach eingesenkt ist, kann sie sowohl zur unteren als auch zur oberen Moräne gehören. In den meisten Fällen wird sie als unterstes Glied der „unteren Schotter" zur oberen Moräne zu rechnen sein. Zur Entscheidung dieser Frage konnte aber bisher kein sicheres Kriterium gefunden werden. Am Nordrande des Tegernsees wurde vor einigen Jahren bei Gelegenheit des Baues einer Wasserleitung unter dem Alluvium ein dunkelgrauer, fast schwarzer, stark lettiger Ton angetroffen und auf etwa 2 m Mächtigkeit durchstochen. Er enthielt einzelne geschrammte Gesteine und erwies sich dadurch als diluviale Bildung; faßt man diesen Ton als Seekreide im Sinne der Kreide bei Tölz auf, so hat man hier, da am Tegernsee eine untere Moräne nicht existiert, die Kreide sicher als unterstes Fluvioglazialgebilde zur oberen Moräne.

c) Der obere Schotter der oberen Moräne.

Trennung des oberen vom unteren Schotter.

Wo sich zwischen beide Schotter die obere Moräne einlagert, ist die Trennung ohne weiteres gegeben. Wo die Moräne fehlt und beide Schotter unmittelbar übereinander liegen, besteht das wichtigste und zugleich sicherste Trennungsmittel in der Verwitterung. Die im vorigen Abschnitte beschriebene starke Verwitterung der unteren Schotter ist bei den oberen nicht vorhanden; so stark verwitterte Gesteine, wie sie für die unteren Schotter charakteristisch sind, beherbergt der obere Schotter nur ausnahmsweise; ferner ist — wenigstens in unserer Gegend — die Schichtung der oberen Schotter eine viel ruhigere und gleichmäßigere als im älteren Schotter; man findet fast nur horizontale Schichtung, meist ist auch der obere Kies besser gereinigt als der untere; der Sand tritt in ihm weit mehr zurück als im unteren Schotter, Bändertone finden sich fast nirgends in demselben. Geschrammtes Gestein ist nur in nächster Nähe der Moränen im oberen Schotter, während es im unteren selbst in beträchtlicher Entfernung von den Moränen gar nicht selten ist: der obere Schotter ist besser ausgebildet als der untere. Obwohl nun eine Zwischenbildung zwischen beiden Schottern fehlt, so ist gleichwohl die Grenze zwischen beiden — wenigstens bei frischen Aufschlüssen — meist mit Sicherheit zu erkennen; schon durch seine hellere Färbung hebt sich der obere Kies von dem dunkleren, sandigen unteren Kies vielfach gut und deutlich ab.

Verbreitung des oberen Schotters.

Die Hauptmasse unserer oberen Jungschotter wurde im Isartale und in den Tälern der Mangfall und Schlierach abgelagert und bildet hier die oberste Lage der Niederterrassen im engeren Sinne, die im folgenden Abschnitte behandelt werden. Auf den Höhen ist er entweder nur in geringen Mengen gebildet oder ist durch Erosion wieder weggeführt worden: er ist gegenwärtig nur mehr an ganz wenigen Stellen und in geringer Erstreckung vorhanden.

Auf dem Wackersberge wurde vor ein paar Jahren der obere Kies beim Fürholzer gelegentlich erschlossen; auch sonst scheint er noch in kleineren Partien auf dem Rücken des Wackersberges vorhanden zu sein. Auf dem gegenüberliegenden Gaissacherberge

fehlt er, dagegen liegt er in geringer Ausdehnung östlich vom Oberhof zwischen der Straße nach Elbach und dem Gehänge zum Klammerweiher. Ferner findet sich oberer Jungschotter am Westufer des Tegernsees bei Reit oberhalb der Bayersäge; er ist dort durch eine große Kiesgrube erschlossen[1]). Außer den eben genannten Plätzen konnte Verfasser oberen Schotter nicht mehr feststellen, daß aber die obere Moräne in ihren hangendsten Lagen „schotterig" zu werden beginnt, ist vielfach zu beobachten.

III. Niederterrassen im engeren Sinne oder diluviale Talterrassen.

1. Zusammenhang der Niederterrassen bei Tölz mit der Niederterrasse des Münchener Feldes.

Die ausgedehnte Niederterrassenfläche der sog. schiefen Ebene bei München reicht nach Süden zu im allgemeinen bis in die Gegend von Otterfing, endigt aber hier nicht in einer geschlossenen Linie, sondern schiebt einzelne Ausläufer noch weiter südlich vor. Eine solche Partie zieht zwischen Wettelkam und Otterfing hindurch und bildet die flachen Wiesen und Äcker zwischen Steingau und Linden. Ein zweiter Niederterrassenstrich zieht von Fellach über Föching, erreicht südlich von Holzkirchen die Bahnlinie und endigt in der Gegend von Oberwarngau und Hartpenning.

Im Isartale ist ein ununterbrochener Zusammenhang der Tölzer Niederterrassen mit dem Münchener Felde nicht vorhanden. Letzteres reicht nur bis Mühltal. Hier tritt der Deckenschotter und auf ihm die Jungmoräne von beiden Seiten an die Isar heran und sie bilden ein enges und tiefes, schluchtartiges Tal, welches der Ablagerung von Niederterrassenkies von vorneherein ungünstig war. Erst südlich von Wolfratshausen schieben sich die Moränen wieder auseinander, das Tal erweitert sich rasch und sofort treten in der Linie Gelting-Ascholding die Niederterrassen wieder auf. Ihre nördlichste Spitze bei Gelting hat noch am Südrande der Karte Ammons Platz gefunden; sie er-

[1]) In die Karte wurden diese wenigen und unbedeutenden Vorkommnisse nicht eigens eingetragen.

hebt sich mit sehr gut erhaltenem Rande aus den Isaralluvionen empor, umgreift die Jungmoräne bei Buchberg und erreicht östlich von dieser Ortschaft die Königsdorferstraße. Nach einer kleinen Unterbrechung von etwa 400 m — das Alluvium tritt hier unmittelbar an die Moräne heran — erhebt sich die Niederterrasse aufs neue und es beginnt das von Penck „Die Alpen der Eiszeit" p. 195 angeführte große Terrassenfeld von Königsdorf-Peretshofen-Ascholding.

Abgesehen von der eben erwähnten kurzen Unterbrechung zieht im Isartale die Niederterrasse von Wolfratshausen resp. Gelting an ohne eine weitere Unterbrechung bis über Lenggries hinauf.

2. Kennzeichen und Bau der Niederterrassen.

Die für die Niederterrassen charakteristischen Merkmale, vor allem die geringe Verwitterung des Kieses und seine Lagerung auf oder zwischen älteren Ablagerungen, sind an den Niederterrassen bei Tölz durchwegs gut zu konstatieren, doch sind ihre Lagerungsverhältnisse und ihr stratigraphischer Aufbau so stark modifiziert, daß sie eine spezielle Besprechung erheischen.

Die Niederterrassen im Tölzer Gebiete sind nicht bloß den älteren diluvialen Bildungen aufgelagert oder in deren Muldungen eingesenkt, sondern sie sind geradezu in dieselben hineingebaut oder besser gesagt, aus denselben herausgearbeitet. Es bildet hier die Niederterrasse nicht ein einziges, einheitliches Feld, wie zwischen München und Holzkirchen, sondern sie stellt ein ganzes System von Terrassen dar, in denen sie sich stufenweise zum Wasserspiegel der Isar oder zu den Isaralluvionen hinabsenkt. Dabei nehmen am Aufbau der einzelnen Stufen Ablagerungen verschiedenen geologischen Alters teil. Die hangendste Lage der einzelnen Stufen besteht zwar ausnahmslos aus Niederterrassenschotter im eigentlichen Sinne; wenn auch auf einigen Stufen dieser Schotter stellenweise weggeschwemmt ist, so fehlt er doch auf keiner derselben gänzlich. Aber nur selten besteht eine Stufe aus diesem Schotter allein. Meist gesellen sich zu ihm noch „unterer Schotter", „Seekreide", „untere Moräne" und selbst Deckenschotter, ja bei einigen Terrassen beteiligen sich miozäne und oligozäne Schichten am Aufbau; so ist z. B. ober-

halb Tölz sogar der Flysch an der Bildung der Niederterrassen beteiligt[1]).

Daraus ergeben sich für die stratigraphische Zusammensetzung der Niederterrassenstufen die mannigfaltigsten Kombinationen, es ergibt sich aber sofort auch die Notwendigkeit, für unsere Gegend zwischen Niederterrasse und Niederterrassenschotter strenge zu unterscheiden. Der erstere Ausdruck bedeutet in diesem Falle nur die terrassenförmige Ausbildung des Talbodens; er ist also ein orographischer Begriff; der letztere hingegen bedeutet eine spezielle geologische Ablagerung und ist somit als eigentlicher geologischer Begriff aufzufassen.

Etwa von Holzkirchen an abwärts ist diese Auseinanderhaltung der beiden Worte nicht mehr notwendig. Denn nach den Untersuchungen von Penck und Ammon ist auf dem Münchener Felde der Schotter der Hochterrasse in seiner ganzen Verbreitung nur von Niederterrassenschotter überlagert, während sich untere Moräne, Seekreide etc. nicht mehr vorfinden. Für die Münchener Gegend können also die beiden Worte: „Niederterrasse“ und „Niederterrassenschotter“ ohne weiteres als gleichbedeutend gebraucht worden, für die Tölzer Gegend aber müssen sie unterschieden werden.

Auf die erwähnten eigenartigen Verhältnisse im Aufbau der Niederterrassen in hiesiger Gegend hat Penck bereits aufmerksam gemacht. Im Kapitel über die schiefe Ebene von München schreibt er, daß wir im Süden der Münchener Ebene bald Überlagerung, bald Anlagerung der einzelnen Schotter beobachten. „Kein Profil setzt sich auf größere Entfernung fort. Erst eine ganz ins einzelne gehende Untersuchung wird die ganze Fülle der vorhandenen Fälle entschleiern“ (p. 69).

3. Anzahl der Terrassenstufen.

Im Gebiete des Isargletschers lassen sich sieben Abstufungen in den Niederterrassen feststellen. Aber nicht an jeder Stelle

[1]) Wegen des kleinen Maßstabes der Karte konnten diese Einzelheiten nicht eingetragen werden.

des Isartales sind sie in dieser Anzahl vorhanden; vielfach sind die höheren Stufen der Bildung der niederen zum Opfer gefallen. Aber auch die niederen fehlen häufig und in solchen Fällen grenzt das Alluvium direkt an die vierte, fünfte oder sechste Stufe. Die unmittelbare Folge davon ist, daß der Anstieg der Niederterrasse aus dem Alluvium ein um so höherer ist, je mehr Stufen gegen die Isar zu fehlen; desgleichen auch, daß der Anstieg der älteren Schotter von der Niederterrasse aus ein um so höherer ist, je mehr von den oberen Stufen der Niederterrasse fehlen. Manchmal tritt, wenigstens scheinbar, eine Vermehrung der Terrassenstufen durch Bildung von Zwischenstufen ein. Solche Zwischenbildungen können aber von den selbständigen Stufen in der Regel leicht unterschieden werden. Sie sind gewöhnlich nur unvollkommen und lückenhaft ausgebildet, sind niedriger als die eigentlichen Stufen und verlieren sich schon nach kurzem Verlauf.

4. Identifizierung der Teile ein und derselben Stufe.

Wo eine Terrassenstufe bis zum Rande der nächst höheren zerstört worden ist, ist die unmittelbare Fortsetzung dieser Stufe unterbrochen, und je mehr solche Unterbrechungen vorhanden sind, desto mehr erscheint die ganze Stufe zerrissen und in einzelne Teile aufgelöst. Für das Zusammenfinden der Teile solcher zerrissener Stufen konnte sowohl der stratigraphische Aufbau der betr. Stufe, als ganz besonders die Verfolgung der Horizonte verwendet werden. Letztere ist dort, wo auf größere Strecken hin brauchbare Aufschlüsse fehlen, das einzige Mittel zur Identifizierung der Terrassenteile. Selbstverständlich muß man dabei von sicher bestimmten Stufen ausgehen und das allgemeine Gefälle des Talbodens mitberücksichtigen.

Tafel 3 zeigt den Aufbau und jetzigen Erhaltungszustand der Niederterrassen oberhalb und unterhalb Tölz, von Arzbach bis Bairawies.

Die Terrasse, die von Gaissach-Mühl aus in einer durchschnittlichen Breite von fast anderthalb Kilometer bis an den Steinbach hinaufzieht, läßt sich in engerem Streifen und vielfach zerstückelt bis ins Gebirge hinein verfolgen. Sie ist die höchste, und somit die erste und älteste Terrassenstufe im Isartale unter-

halb Lenggries[1]). Die nächst niedrigere, die zweite, lehnt sich in einem schmalen Streifen zunächst an die erste Stufe, und in ihrem weiteren Verlaufe an die Molasse des Gaissachgehänges an. Sie wird durch die Gaissachalluvionen vollständig unterbrochen; in gleicher Weise auch die dritte Stufe, die ebenfalls nur in engen Streifen auftritt. Links der Isar ist Terrasse 1 und 2 bei Arzbach anzutreffen und bildet das sog. Ottenfeld. Von da an ziehen Stufe 2, 3 und 4 in einer ganz schmalen Zone nach Norden und tragen die Straße von Tölz nach Arzbach; erst nördlich vom Kreidewerk verbreitert sich die Niederterrasse wieder und bildet eine ausgedehnte Ebene; es liegt auf Stufe 2 der eigentliche Badeteil von Tölz, der früher den Namen „Krankenheil" führte. Stufe 3 setzt sich zu beiden Seiten der Isar fort: Im Osten zieht sie dem Höhenberg entlang bis zum Ratzenwinkel und erscheint zum letzten Male am Eingang ins Habichauertal, im Westen des Flusses begleitet sie zuerst die zweite Stufe, zieht dann an ältere Bildungen angelehnt nach Norden weiter. Von der Stufe 4 haben wir kleine Partien beim Kreidewerk und an der Gaissach. Unterhalb Tölz tritt sie wieder auf und streicht bis Bairawies hinab. Die Stufen 5, 6 und 7 sind anfangs nur in schlecht erhaltenen Absätzen vorhanden und gelangen erst in der Umgegend von Bairawies zu größerer Entfaltung.

5. Abgrenzung der Niederterrassen gegen die älteren Schotter und das Alluvium.

An den Gehängen des Isartales und den übrigen Niederungen unseres Gebietes macht die Abgrenzung der Niederterrassen gegen die älteren Schotter keine Schwierigkeiten, da sich letztere fast überall mit voller Deutlichkeit aus den Niederterrassen emporheben; auch an den wenigen Stellen, wo ein steiler Anstieg der älteren Schotter nicht vorhanden ist, läßt sich die Grenze zwischen der horizontalen und ebenen Decke der Niederterrasse und dem unebenen, fast hügeligen älteren Schotter leicht feststellen. Streicht letzterer, wie es vielfach der Fall ist, gegen das Tal zu

[1]) Gut ausgebildete Talterrassen sind auch noch bei Fall, Vorderriß, Wallgau und Krien, Ansätze zu solchen sogar noch bei Mittenwald. Die Identifizierung der einzelnen Stufen mit den Terrassenstufen bei Tölz kann nicht mehr mit der wünschenswerten Sicherheit durchgeführt werden, da sie von letzteren zu weit entfernt und von allem Zusammenhang mit denselben losgelöst sind.

unter dem jüngsten diluvialen Schotter fort, so kann die Trennung der beiden Ablagerungen nur durch die bereits angegebenen Unterschiede festgestellt werden, und bietet für gewöhnlich keine besondere Schwierigkeit.

Schwieriger als die Unterscheidung zwischen Niederterrasse und älterem Schotter ist die sichere Trennung des Niederterrassenkieses vom Alluvialkies.

Wo sich die Niederterrasse allmählich ohne bestimmte Abrandung ins Alluvium hinausverliert, ist selbstverständlich auch die Grenze, die zwischen beiden auf der Karte gezogen werden muß, eine unsichere, wenn bei solchen ungünstigen Terrainverhältnissen nicht andere Umstände resp. Merkmale dem Geologen zu Hilfe kommen.

Eine weitere Schwierigkeit bei der Trennung von Alluvium und Diluvium ergibt sich daraus, daß auch das Alluvium stellenweise seine wohl ausgebildeten Terrassen besitzt.

In solchen Fällen kann nur eine sorgfältige Beobachtung aller hier einschlägigen Unterscheidungsmerkmale genügende Sicherheit über das Alter der betr. Ablagerung verschaffen.

Da nun die oberste, d. i. die älteste Alluvialterrasse sich in ihrem geologischen Alter unmittelbar an die unterste, d. i. jüngste Niederterrassenstufe anlehnt, so ist es leicht begreiflich, daß der Verwitterungsgrad der Gesteine an der Grenze von Diluvium und Alluvium keine merklichen Unterschiede aufweist, weshalb das Kriterium der Verwitterung hier meistens versagt.

Das Material der Gesteine ist im Alluvium ebenso bunt zusammengewürfelt wie in den Niederterrassen, weshalb auch die Gesteinsart nicht zur Unterscheidung benützt werden kann; das gleiche gilt von der Abrundung der Rollsteine: sie ist im Alluvium und Diluvium gleich gut, nur der rezente Gebirgsschotter führt noch eckiges Gestein; doch kommt dieser hier nicht in Betracht. Daß auch das „Liegende“ der Terrassen zur Bestimmung ihres geologischen Alters nicht ohne weiteres verwendet werden kann, ist leicht einzusehen, da die historische Aufeinanderfolge der Ablagerungen vielfach nicht vorhanden ist. Daher sehen wir in unserer Gegend z. B. untere Moräne und tertiäres Gestein in gleicher Weise sowohl von Niederterrassenschotter als auch von Alluvialkies bedeckt.

Gleichwohl fanden sich bei Vergleichung sicherer Nieder-

terrassen mit sicheren Alluvialterrassen einzelne Unterschiede, die in zweifelhaften Fällen eine Entscheidung ermöglichen, besonders wenn sie in größerer Anzahl zu beobachten sind.

Ein solcher Unterschied besteht in der Festigkeit der Ablagerung. Die Diluvialterrasse ist in der Regel viel kompakter als der Alluvialkies, letzterer zeigt meist ein ziemlich lockeres Gefüge; die Steine liegen im Alluvium wirr und regellos durcheinander, eine gute, deutlich ausgeprägte Schichtung ist hier fast die Ausnahme, während sie im Diluvium geradezu als Regel aufgestellt werden kann. Die Gesteinsgröße ist im Alluvium sehr schwankend, größere und kleinere Gesteine liegen durcheinander, die Niederterrassen weisen hingegen größere Regelmäßigkeit auf und Steine über Kopfgröße finden sich selten im Kies eingelagert; doch kommen in den liegendsten Partien des Niederterrassenschotters, also unmittelbar über und auf den älteren Bildungen größere Steine — bis zu $^1/_4$ cbm und darüber — vor, die bei ausgedehnten Aufschlüssen, z. B. an den Steilufern der Isar oft schon von weitem in die Augen fallen. Nicht selten findet man an diesen Steinen noch deutliche Gletscherschrammen; solche Steine sind ein sehr zuverlässiges Merkmal der Niederterrasse.

Als ein weiteres Unterscheidungsmerkmal zwischen Niederterrasse und Alluvium fand ich dieses: Mit Ausnahme des sog. Randgrabens, der sich an der Grenze einer Terrassenstufe gegen die nächst höhere Stufe hinzieht und noch jetzt, wenigstens in den Regenmonaten, Wasser führt, bildet die Niederterrasse eine ziemlich ebene, trockene Kiesfläche; früher allenfalls vorhandene kleinere Wasserläufe oder Tümpel sind verschwunden, die Unebenheiten des Bodens im allgemeinen ausgeglichen. Anders ist es im Alluvium; wo es noch in seiner natürlichen Gestalt erhalten ist, ist es von einer großen Anzahl Wassergräben durchzogen, die im großen und ganzen dem Flußlaufe wohl parallel gerichtet sind, sich aber doch in vielfachen Biegungen und Schlingungen hinziehen und sich kreuzen, bald verengern, bald wiederum zu grubenartigen Vertiefungen erweitern und so dem Alluvialboden eine rauhe und holperige Oberfläche verleihen. Wo jedoch die Tätigkeit des Menschen durch Anlagen von Wiesen, Äckern, Gärten, Forstkulturen etc. eingegriffen hat, ist dieses Merkmal verschwunden.

Ein anderes gutes Kennzeichen für Alluvium ist der Schwemmsand. Die Diluvialterrassen zeigen unter der Humusdecke entweder den blanken Kies oder eine rötlichgelbe bis bräunliche tonige Schicht, die sich bei näherer Betrachtung als lehmiges Verwitterungsprodukt erkennen läßt. Das Alluvium hat noch keine eigentliche Verwitterungsschicht, obwohl oberflächlich verwitterte Partien hin und wieder zu beobachten sind. An Stelle einer Verwitterungsdecke findet sich aber vielfach ein trockener, meist gut durchgewaschener feinkörniger Sand, der sog. Schwemmsand, der manchmal bis zu einem halben Meter mächtig den Kies bedeckt.

Auch der Vegetationscharakter gibt ein gutes Merkmal für die Trennung von Alluvium und Diluvium. Wo die Niederterrasse nicht durch Menschenhand für Feld- und Wiesenbau hergerichtet ist, trägt sie meist hübschen Bestand von Hochwald. Besonders gedeiht auf dem kiesigen Boden Tanne, Fichte und Föhre; Staudenwerk und Gesträuch treten in größerer Menge nur hie und da auf. Auf dem Alluvialgebiete hingegen haben diese Pflanzen in Verbindung mit krautartigen Blattgewächsen ihre eigentliche Heimat und bilden auf dem meist gut bewässerten Boden ein dichtes Buschwerk. Durch ihre Reichhaltigkeit und Mannigfaltigkeit steht die Vegetation der „Auen“ in starkem Gegensatze zu dem ziemlich eintönigen Pflanzenwuchs der Niederterrassen.

Das beste und sicherste Merkmal für Niederterrassen besteht aber in ihrer Verbindung mit Moränen. Gelingt es dem Geologen durch Beobachtung der Aufschlüsse oder der Terrainverhältnisse nachzuweisen, daß eine Terrassenstufe in ursächlichem Zusammenhange mit einer Moräne steht und sich aus ihr herausgebildet hat, so hat er damit das Alter der Terrasse als diluvial zweifellos festgestellt.

6. Geologisches Alter der Niederterrassen und ihre Entstehung.

Indem nochmals hingewiesen wird auf das, was oben über den Aufbau der Niederterrassenstufen gesagt wurde, soll hier folgendes ergänzt werden:

Der Niederterrassenschotter ist das jüngste Fluvioglazialgebilde der Eiszeit und muß als solches noch zum Diluvium gerechnet werden. Seine Ablagerung geschah durch die Schmelzwässer des sich zurückziehenden Gletschers und zwar zu einer Zeit, als diese

nicht mehr über die breite Hochebene hinbrausten, sondern bereits einen fest begrenzten Lauf in den Tälern und Niederungen gefunden hatten. Das Material des eigentlichen Niederterrassenkieses entstammt zum geringeren Teil unmittelbar der vom zurückweichenden Gletscher abgesetzten oberen Moräne, zum größeren Teile den älteren Ablagerungen, besonders dem unteren Schotter. Die Bildung der einzelnen Niederterrassenstufen erfolgte in der Weise, daß die Ströme sich tiefer und tiefer, aber nicht gleichmäßig, sondern eben stufenweise in die älteren Schotter etc., die vorher das ganze Tal ausgefüllt haben, einsenkten, indem sie immer mehr Geröllmaterial fortführten. So bildete sich zuerst die oberste Terrassenstufe, dann wurden weitere, tiefer gelegene Stufen geschaffen, bis mit der Ausbildung der untersten diluvialen Stufe die Diluvialzeit ihr Ende erreichte. Daraus ergeben sich für die Altersbestimmung der einzelnen Terrassenstufen folgende einfache Regeln: 1. Jede Terrassenstufe ist älter als alle tiefer gelegenen und jünger als alle höher gelegenen Stufen. 2. Die unterste Stufe ist die jüngste und leitet unmittelbar zur letzten geologischen Epoche, zur Novärzeit oder Jetztzeit über.

Noch ist die Frage zu erörtern, warum denn am Schlusse der Eiszeit die Talerosion nicht gleichmäßig, sondern stufenweise erfolgt ist. Hierauf eine befriedigende Antwort zu geben, ist wohl noch nicht möglich. Soviel aber scheint klar zu sein, daß von den beiden Faktoren, welche bei der Erosion in Betracht kommen, nämlich die Menge des Wassers und sein Gefälle — mechanisch ausgedrückt: Masse und Bewegung — nicht so fast die Wassermassen als vielmehr deren Gefälle die Hauptursache der Stufenbildung gewesen ist. Denn wenn in einem Flusse die Wassermassen anwachsen, so geht die Erosion nicht bloß in die Tiefe, sondern fast noch mehr nach der Seite hin. Es entsteht dadurch eher eine Verbreiterung als eine Vertiefung des Flußbettes. Nimmt hingegen das Gefälle eines Flusses zu, so erhält das Wasser des Flusses in der Richtung seiner Tiefenlinie, die wenigstens im allgemeinen der Mittellinie des Flußlaufes entspricht, eine größere Geschwindigkeit, wodurch die Wasserfluten vom Ufer gegen die Mitte des Flusses hingezogen werden. Arbeitet also der Fluß bei Zunahme des Wassers nach der Breite, so arbeitet er bei Zunahme des Gefälles nach der Tiefe. Ist diese Gefällszunahme eine gleichmäßige, so wird auch die Tiefen-

erosion eine gleichmäßige sein und eine stufenförmige Vertiefung wird nicht eintreten. Nimmt aber die Geschwindigkeit des Flusses stoßweise oder ruckweise zu, dann ist die Möglichkeit zu Terrassenbildung gegeben. Weil nun die größere Wassermenge für einen Fluß nicht von unten herauf, sondern von oben herab kommt, und umgekehrt, das größere Gefälle ohne zunehmende Wassermasse nicht von oben her, sondern von unten her bewirkt wird, nämlich durch rascheres Abströmen des Wassers im Unterlaufe des Flusses, so folgt daraus, daß wir die Ursache der Terrassenbildung nicht oberhalb, sondern unterhalb der Terrassen zu suchen haben. Da nun alle größeren Flüsse der bayerisch-schwäbischen Hochebene, mögen sie unmittelbar in die Donau fließen, oder mögen sie, wie es z. B. bei Mangfall und Schlierach der Fall ist, Nebenflüsse zweiter oder dritter Ordnung sein, die Erscheinung der Talterrassen zeigen, so werden wir als gemeinsame Ursache dieser Bildungen die ruckweise Tieferlegung des gemeinsamen Hauptflusses, nämlich der Donau, erkennen müssen. Daß auch diese wieder ihren Grund gehabt haben muß, ist selbstverständlich. Vielleicht dürfen wir an ein ruckweises Absinken des großen Senkungsgebietes am schwarzen und kaspischen Meere denken, sowie an das Einsinken des östlichen mittelländischen Meeres, das bis in die postdiluviale Zeit herauf zu verfolgen ist.

7. Verbreitung und kurze Beschreibung der Niederterrassen.

a) An der Isar.

Zieht man die Nordgrenze für das Tölzer-Diluvialgebiet etwa in der Gegend von Schäftlarn durch, so ist die nördlichste in diesem Gebiete gelegene Niederterrasse an der Isar die bei Gelting, welche gleich anfangs dieses Kapitels erwähnt ist. (Vgl. p. 49.)

Das nächste große Niederterrassenfeld, das durch die Ortschaften Ascholding im Norden und Königsdorf im Süden markiert ist, bedeckt einen Flächenraum von etwa 20 qkm, wovon aber die gerade hier beträchtlich erweiterten Isaralluvionen abzurechnen sind. In der Richtung von Südost nach Nordwest wird es von der Isar in zwei ungleiche Teile zerschnitten. Der östliche Teil, das Ascholdinger Gebiet, geht im Norden allmählich in die Niederungen des Deinigerfilzes über. Bei den Ascholdinger Mühlen trennt es ein schmaler Streifen Alluvium vom Deckenschotter.

Am westlichen Rande erhebt sich die Terrasse in steilem Anstiege etwa 8 m aus dem Alluvium heraus, und dieser Rand läßt die bereits erwähnte Mannigfaltigkeit des Terrassenbaues erkennen. Die Hauptmasse des „Liegenden" ist untere Moräne, an deren Stelle in der Nähe von Tattenhofen miozäner Flinz und dann Nagelfluh tritt. Teilweise ist der Terrassenunterbau durch gute Aufschlüsse freigelegt, besonders beim Kalkofen an der Isar. Weiter nördlich fehlen die Aufschlüsse, aber zahlreiche Quellen, die im Terrassenabhang hervorbrechen, bezeugen das Fortstreichen der „unteren Moräne" unter dem jüngeren Kies.

Der westliche und größere Teil der ganzen Niederterrasse, das Königsdorfer Feld, ist einfach gebaut. Der Niederterrassenschotter liegt hier in seiner ganzen Ausbreitung in „unterer Moräne" eingemuldet; letztere ist am Isarsteilufer bei der Jägerhütte, sowie im Gehänge bei Königsdorf und östlich von Babenstuben gut zu beobachten.

Südlich von der Niederterrasse bei Aschholding liegt ein zweites, aber beträchtlich kleineres Feld, das durch die Ortschaften Bairawies und Huppenberg bezeichnet werden kann. Es ist ebenfalls durch die Isar in zwei Teile getrennt. Der Schotter dieser Terrasse liegt teils auf unterer Moräne und Seekreide, teils auf unterem Schotter, teils auf Flinz. Letzterer bildet den Unterbau der nördlichen Partien der Terrasse und ist durch den Zellerbach und den Rottbach gut erschlossen. Weiter gegen Süden liegt der Schotter auf unterer Moräne, am Schiffholz auf den sandigen Mergeln der oberen Süßwassermolasse. Gegen Osten zu verliert sich der Schotter im moorigen Boden des Zellertales und Habichauertales, gegen Südwesten im Rottachfilz.

Die beiden eben besprochenen Niederterrassenfelder setzen sich gegen Süden zu in einem engen, durchschnittlich etwa 1,5 km breiten Streifen fort, von welchem überdies noch die Isaralluvionen einen beträchtlichen Gebietsteil in Anspruch nehmen. An der Isar stehen unter dem jungen Schotter zum Teil die Cyrenenschichten, zum Teil die untere Moräne, und die unteren Schotter an.

Unterhalb der Tölzerbrücke tritt eine Unterbrechung der Niederterrassen rechts der Isar durch die Molasse ein. Auf dem linken Ufer jedoch setzt die Niederterrasse ununterbrochen fort

und trägt das eigentliche „Bad“ Tölz, früher „Krankenheil“ genannt. Trotz der zahlreichen Villen und Straßenzüge lassen sich die Terrassenstufen, wenigstens bis jetzt, noch gut verfolgen. Die besonders in den letztvergangenen Jahren zahlreich aufgeführten Neubauten, sowie vor allen die große Kanalisation gestatteten einen klaren Einblick in den geologischen Bau der Krankenheiler Niederterrassen. Direkt auf tertiärem Gestein (Sandsteine der unteren marinen Molasse und Cyprinenmergel) liegt der Niederterrassenkies auf der Wiese zwischen der Villa Hartensteiner und der „Wackersberger Leite“, ferner beim Gasthaus „zur Linde“, wo er in einer Mächtigkeit von 2,90 m die untere Meeresmolasse bedeckt. Sonst wurde in Krankenheil das Tertiär nicht angetroffen, sondern man fand die „älteren Schotter“ und die Kreide wechsellagernd mit „unterer Moräne“ unter dem Niederterrassenkies.

Die kleine Terrasse unterhalb der Brücke (rechte Seite: Kolbergarten) ist aus Cyprinenmergeln und Niederterrassenschotter aufgebaut.

Oberhalb Tölz tritt die Isar sehr nahe an den östlichen Abhang des Wackersberges heran. Zwischen beiden ist nur ein sehr schmales Band von Niederterrasse stehen geblieben, auf dem sich die Straße nach Arzbach hinzieht. Das Gehänge gegen die Isar zu zeigt im Liegenden des jungen Schotters beim alten Kreidewerk noch die bereits erwähnten Cyprinenmergel, in der Nähe des Anwesens zum „Knapp“ mergelige Schichten des Flysches, in der Nähe des Gasthauses zur „Biburg“ die älteren Schotter. Bei der Schneidsäge „Bibermühle“ nimmt die Terrasse wieder an Breite bedeutend zu (Ottenfeld etc.) und zieht am Abhang des Flyschgebirges weiter gegen Lenggries hinauf.

Auf dem rechten Isarufer oberhalb Tölz lehnen sich die Niederterrassen zunächst an das ansteigende Gelände der unteren Meeresmolasse an. Ein kleiner Aufschluß an der Terrassenböschung beim Krankenhaus zeigt, daß ihre Sandsteine den Sockel der Terrasse bilden. Doch ist das nur auf eine kleine Strecke der Fall. Denn im Graben an der Gaissachleite stehen bereits die Cyprinenmergel an. Wie weit dieselben sich am Aufbau dieser Terrassen beteiligen, konnte mangels sicherer Aufschlüsse nicht entschieden werden. Am Gaissachknie sieht man die Niederterrassenschotter von Seekreide unterlagert. Bei der Ortschaft „Mühl“ erweitert sich die Niederterrasse bis zu etwa 1,6 km Breite;

sie besteht aus älterem und jungem Schotter, welch letzterer auf der obersten Terrassenstufe, ähnlich wie auf dem gegenüberliegenden Ottenfelde nur in sehr geringer Mächtigkeit vorhanden ist.

b) Zu beiden Seiten des Teufelsgrabens, sowie an der Mangfall und Schlierach.

Einen weit einfacheren geologischen Aufbau als im Isartale zeigen die Niederterrassen im Osten von Tölz, nämlich die bereits erwähnten südlichen Teile des Münchener Feldes mit den beiden Aussackungen bei Steingau und Oberwarngau und die zwischen Fellach und Grub einmündenden Mangfallterrassen.

Die Niederterrasse von Otterfing über Steingau nach Linden und Lochen besteht nur aus dem jüngeren Schotter, wenigstens sind ältere Glazialbildungen nirgends aufgeschlossen. Der Kies ist aber schlecht durchgewaschen und noch stark mit Sand vermischt; er stammt eben nur aus den nächstliegenden Jungmoränen. Gut ausgebildete Terrassenstufen wie an der Isar, sind hier nicht vorhanden, doch zeigen sich deutliche Ansätze zu solchen: Von Linden und Lochen aus gehen nach Osten zu zwei Terrassenränder, verlieren sich aber schon, ehe sie noch die Hälfte des Schotterfeldes durchmessen haben.

Die Niederterrassen südlich von Holzkirchen stammen von den Jungmoränen bei Hartpenning-Sufferloh und Oberwarngau; die hügelige Form nördlich des Sufferloher Höhenzuges scheint darauf hinzudeuten, daß hier die Hauptmasse des Schotters zu den älteren oder unteren Schottern gestellt werden muß, doch sind die Aufschlüsse zur Entscheidung dieser Frage viel zu mangelhaft. An der Bahnlinie bei Thann aber hat man sicher die eigentliche Niederterrasse und sie zieht sich von hier aus noch bis über Oberwarngau hinauf.

Die Niederterrassen an der Mangfall, die bis Grub eine Breite von mehr als 4 km aufweisen, verengern sich gegen Süden zu ziemlich rasch und verschwinden am Taubenberge auf kurze Strecke vollständig. Aber gleich darauf, bei Pinzenau, treten sie wieder in namhafter Breite auf. Am Zusammenfluß von Mangfall und Schlierach spalten sie sich in 2 Äste und folgen dem Laufe dieser beiden Flüsse; der westliche Ast bildet die Niederterrassen des Tegernseegletschers. Ihre ersten Anfänge gehen weit ins

Gebirge hinein und beginnen bei Bad Kreut, ziehen von strichweise erhaltenen Resten der Moräne begleitet zuerst westlich, dann beiderseits der Weissach bis zum Tegernsee heraus, wo sie sich in guten Absätzen aus dem Alluvium hervorheben.

Nördlich vom Tegernsee liegt eine ausgedehnte Niederterrasse bei Dürrenbach und Moosrain zwischen den Jungmoränen des Tegernseegletschers und den gleichen Ablagerungen des Isargletschers bei Baumgarten und Riedern. Beide Moränen haben das Material für diese Kiesfläche geliefert, die in wechselnder Breite den Lauf der Mangfall begleitet. Von Gmund an bis gegen Talmühle hinab besteht die Schotterterrasse aus oberem und unterem Schotter. Von Talmühle an verliert sich der letztere allmählich, wenigstens lassen sich beide Schotter nicht mehr auseinanderhalten.

Vom Schlierseegletscher sind südlich des Seebeckens Niederterrassen nicht vorhanden, im Norden des Sees gehen sie unmittelbar von den Moränen aus und streichen über Kohlgrub und Agatharied nach Miesbach hinab, wo sie sich mit einer von Parsberg herüberziehenden, zu den Innmoränen gehörigen Schotterdecke vereinigen. Unterhalb Wallenburg treffen sie mit den Mangfallterrassen zusammen. In der Umgegend von Miesbach sind die Niederterrassen in mächtigen Kiesgruben erschlossen. Das dort anstehende Material ist außerordentlich sandig, die Schichtung oft stark verwischt, das Ganze schlecht durchgewaschen, die Gesteine sind im allgemeinen nur wenig verwittert. Wenn ja noch der untere Schotter am Aufbau dieser Terrassen beteiligt sein sollte, so ist doch eine sichere Trennung vom oberen Schotter nicht mehr möglich.

Außer der Parsberger Niederterrasse haben von den Niederterrassen des Inngletschers noch die Schotterfelder bei Holzdolling an der Leitzach, bei Felddolling-Feldkirchen an der Mangfall und bei Glonn auf der Karte Platz gefunden; sie unterscheiden sich in nichts von den Niederterrassen des Münchener Feldes und bestehen, soweit es die Aufschlüsse erkennen lassen, nur aus oberem Schotter.

B. Äußere Moränenzone.

1. Trennung der Altschotter vom Deckenschotter.

Die Unterscheidungsmerkmale, welche bisher zur Trennung der Außenzone von der inneren, das ist der sog. Altmoränen und Hochterrassenschotter von den Jungmoränen und Niederterrassenschottern angewendet wurden, werden im folgenden Kapitel eingehend besprochen und zugleich auf ihren wirklichen Wert geprüft; deshalb können sie hier umgangen werden. Was aber die Unterscheidung der Altschotter von dem Deckenschotter betrifft, so muß hier mit Bezugnahme auf das, was später über diesen Punkt gesagt wird, einiges kurz erwähnt werden.

1. Der Deckenschotter tritt, von vereinzelten und lokalen Ausnahmen abgesehen, als Konglomerat auf, und ist meist in seiner ganzen Masse verfestigt; das Bindemittel ist tonig-kalkiger Natur, gewöhnlich von lichter Färbung; die Bindung der Gesteine ist eine vorzüglich gute, das Konglomerat ist sehr hart; der Altschotter ist vielfach verkittet, sehr oft auch vollständig locker; häufig sind nur die oberen Lagen verfestigt, manchmal sieht man mitten im Innern des Kieses die Nagelfluhbänke. Das Bindemittel ist in der Regel sandig-kalkig und infolgedessen die Konglomeratbildung nicht übermäßig hart. Doch gibt es hier Ausnahmen.

2. Im Deckenschotter finden sich kristallinische, den Zentralalpen entstammende Gesteine in sehr geringer Anzahl und als Ausnahme, im Hochterrassenschotter aber sind sie, wenn auch nicht in jedem einzelnen Aufschlusse, so doch im großen und ganzen genommen reichlich vertreten;

3. Der Hochterrassenschotter zeigt neben der Oberflächenverwitterung auch in seinem Innern eine stattliche Anzahl stark verwitterter Gesteine neben gut erhaltenen, im Deckenschotter jedoch sind tiefgehende Verwitterungen im Innern des Konglomerates eine Seltenheit.

4. Ein sehr gutes und zuverlässiges Unterscheidungsmerkmal bieten die aus dem Deckenschotter stammenden Rollsteine. Wo solche in einer Ablagerung gefunden werden, darf man sie als

Beweis annehmen, daß die betreffende Ablagerung jünger ist als Deckenschotter [1]).

Im allgemeinen ist der Deckenschotter von den jüngeren Schottern leicht und sicher zu unterscheiden.

2. Verbreitung von Altmoränen und Altschottern im Gebiete von Holzkirchen-Tölz und ihre Mächtigkeit.

Bezüglich der Jungmoräne und deren Schotter konnte in der Umgebung von Tölz noch mit hinreichender Sicherheit das Gebiet des Loisachgletschers von dem des Isargletschers (im engeren Sinne) getrennt werden; bei den Altmoränen ist das nicht mehr möglich. Hier können wir nur mehr vom Isargletscher im weiteren Sinne sprechen, wobei diese Bezeichnung das ganze Gletschergebiet umfaßt, in das sich die Eismassen aus den Tälern der Ammer und Loisach, aus dem Talzuge des Walchensees-Kochelsees und aus dem Isartale ergossen haben. Seine jetzt noch vorhandenen Altmoränen beginnen nördlich von Schongau, ziehen über Landsberg hinaus bis zum Haspelmoor, dort biegen sie nach Osten um und erstrecken sich nun in fast

[1]) Die innere Wahrheit dieses Kriteriums, dessen sich nach dem Vorgange von Ammon und Penck auch der Verfasser bei seinen Untersuchungen bedient hat, beruht darauf, daß ein Stein, der in eckiger Form aus irgend einer Schicht herausgerissen und dann durch Transport in fließendem Wasser abgerollt wurde, nicht mehr in seine „Mutterschicht" zurückkehren und regelrecht mit ihr verwachsen kann. Wird er aber wiederum zum Aufbau irgend einer geologischen Schicht verwendet, so muß eben diese neuer oder jünger sein als jene, aus der der Rollstein ursprünglich stammte. Von dieser Regel kann es aber auch eine Ausnahme geben, wenigstens ist eine solche denkbar, z. B. bei fluviatilen Bildungen, mögen sie auf dem Lande oder in Seen oder seichten Meeren auftreten. Solche Ablagerungen können, bevor noch die ganze Schichte z. B. Schotterdecke, fertig gestellt ist, stellenweise zu harten Konglomerat verfestigt werden. Und wenn nun, während die Schotterdecke noch in Bildung begriffen ist, von den konglomerierten Stellen einzelne Trümmer losgerissen, fortgewälzt und so abgerollt und dann an anderen tieferen Stellen wieder abgelagert werden, so gelangen sie eben wieder in ihre ursprüngliche Schichte, wenn auch an einem anderen Platze; dann haben wir tatsächlich den Fall, daß der eingeschlossene Rollstein und die ihn einschließende Schotterdecke gleiches geologisches Alter besitzen. Oft wird das wahrscheinlich nicht vorkommen, wenn man sich aber bei der Altersbestimmung zweier Schichten, z. B. zweier Schotterdecken, auf das Vorkommen von Rollsteinen allein stützen will, muß diese Möglichkeit entsprechend berücksichtigt werden.

gerader Richtung mit mannigfachen Unterbrechungen bis in die Gegend südlich vom Taubenberg bei Oberwarngau.

Nur der südlichste Teil dieses absteigenden Moränenbogens fällt in das Tölzer Gebiet, oder besser gesagt, in das Holzkirchener Gebiet, denn in der Nähe von Tölz sind keine Außenmoränen.

Diese beginnen, soweit sie hier in Betracht kommen, nördlich von Endelhausen und bilden einen engen, ziemlich zerrissenen Streifen bis Berg und Bayernrain; nördlich von dieser Ortschaft liegt im Lochhofener Buchet die von Ammon erwähnte „Moräne mit dem Charakter der Jungmoräne".

Von Osten her lehnt sich an die Altmoränen bei Endelhausen-Bayernrain eine unregelmäßig begrenzte, von vielen Gräben durchzogene und daher ziemlich unebene Hochterrasse an; sie ist großenteils mit Wald bedeckt und ihre Grenze gegen die aufsitzende Moräne vielfach unsicher[1]).

Südlich von Bayernrain und Wettelkam zieht von Lochen-Buchen her eine Niederterrasse durch; jenseits derselben setzen sich Außenschotter und Altmoränen wieder fort. Letztere bilden einen deutlichen, nach Süden gewendeten Höhenzug, der durch Einsattelung in drei gut gesonderte Hügel zerfällt: der nördlichste von ihnen, der bei Steingau ansteigende Jasberg, erhebt sich 55 m über die Niederterrasse; etwas niedriger sind die beiden andern, der Feldberg und der Hochrain. Ihr Aufstieg aus dem jungen Schotter ist auf allen Seiten sehr deutlich; durch das kleine Kerntal von ihnen abgeschnitten liegt zwischen diesem und dem Teufelsgraben noch Altmoräne, die sich aber gegen Pallnkam zu allmählich und ohne sichere Grenze verliert. Das sich anschließende Schotterfeld zwischen Pallnkam und Otterfing zeigt am Waldrande gegenüber von Erlach starke Nagelfluhbildung, die auch bei Erlach selbst gut ansteht und auch bei Bayernrain wieder zum Vorschein kommt. Östlich vom Teufelsgraben haben wir die Altmoräne im Baumgartenholz zu beiden Seiten der Straße Holzkirchen-Dietramszell. Eine kleine Niederterrasse bei Buch trennt sie von den Jungmoränen von

[1]) Wo auf der Karte Moräne eingetragen ist, da ist sie sicher vorhanden; in geringer Mächtigkeit wird sie noch an einigen andern Stellen liegen, aber die starke Waldbedeckung und der Mangel brauchbarer Aufschlüsse machen die genaue Feststellung solcher geringer Moränenreste unmöglich.

Kleinhartpenning. Diese Niederterrasse verliert sich anfangs in einem engen Waldtal, verbreitert sich aber bei Baumgarten wieder stark und teilt die Altmoräne in zwei ungefähr gleiche Hälften. Die Abflußrinne dieser Niederterrasse wendet sich nach kurzem nördlichem Verlaufe gegen Osten und mündet an der Bahnlinie Holzkirchen-Rosenheim in das Föchingertal aus. Sie ist vollständig in den Außenschotter eingeschnitten, und an ihren Gehängen ist eine stattliche Reihe alter und neuer Kiesgruben angelegt, die beinahe ausnahmslos vortreffliche Nagelfluhbildung aufweisen. Das eben erwähnte ziemlich breite Föchingertal ist ebenfalls eine alte Abflußrinne, welche die Gewässer der zwei Niederterrassen von Hartpenning und Oberwarngau über Föching und Fellach in den Teufelsgraben abgeleitet hat. Zu beiden Seiten dieser Rinne ist wiederum Nagelfluhbildung in den Schottern eingetreten und besonders an der Bahnlinie südlich von Holzkirchen und bei Föching gut erschlossen. Auch unter der Niederterrasse bei Thann sind die Konglomerate zu sehen. Östlich vom Föchingertal setzt sich das Holzkirchner Feld fort und zieht von Fellach bis hinauf nach Oberwarngau, fast auf der ganzen Grenze gegen die umliegenden Niederterrassen gut abgehoben. Zwischen Ober- und Unterdarching reichliche Nagelfluh am Rande der Terrasse. Von Schmiedham her zieht ein wahrscheinlich postdiluvialer Wasserlauf gegen Unterdarching zu in die Niederterrassenfelder hinaus.

Am Nordrande des Taubenberges beginnen wieder die Altmoränen, sind aber hier sehr schlecht erhalten; teilweise sind sie abgeschwemmt, teilweise von Moorboden bedeckt. Blocklehm mit geschrammten Gesteinen an einzelnen Stellen und erratische Blöcke in den Gräben bekunden, daß die Gletscher über diesen Boden hinweggegangen sind. Im Westen des Taubenberges tritt die Außenmoräne wieder in größeren Massen auf. Sie beginnt südlich von Lochham, zieht in schmalem Streifen mit deutlicher Hügelform gegen Westen und lagert sich unmittelbar den Jungmoränen an. Gegen Osten zu gehen die Altmoränen teils in guten Absätzen, teils unmerklich in ein großes Schotterfeld im Süden des Taubenberges über. Die nördlichen Teile desselben bestehen vorherrschend aus sehr harter Nagelfluh, die mit dem Deckenschotter außerordentliche Ähnlichkeit besitzt und leicht mit ihm verwechselt werden könnte. Doch zeigt die genaue Unter-

suchung der Grenze zwischen diesen Konglomeraten und der Altmoräne, daß letztere allmählich in diese Schotter übergeht; auch die früher besprochene Gesteinsverwitterung an frischen Aufbrüchen ist häufig zu beobachten und zu allem Überflusse konnten unzweifelhafte Rollsteine aus dem Deckenschotter in genügender Anzahl in der Nagelfluh gefunden werden, so daß der Gedanke an Deckenschotter ausgeschlossen ist.

Die Tegernseealtmoränen befinden sich vor allem auf dem rechten Ufer der Mangfall, in dem Zwickel, den diese mit der Schlierach bildet. Hier lehnen sich die Altmoränen mit breiter Basis an den Kreidezug zwischen Angermann am Tegernsee und Abwinkel bei Schliersee an, umsäumen von allen Seiten die hochaufsteigende Molasse des Wallenburgerkogels und des langgestreckten Eckberges und ziehen in Keilform fast bis zur Vereinigung der Schlierach und Mangfall hinab. Durch tief eingerissene Täler und Schluchten ist das ganze Gelände stark zerschnitten; die Abgrenzung gegen die Molasse ist durchwegs unsicher. Die Moräne kriecht sozusagen an die Molasse hinan und verliert sich einfach an ihren Gehängen. Angefangen von Mühltal unterhalb Gmund bis hinab zur Schlierach und an dieser wieder herauf bis Agatharied ist die Altmoräne von ihrem Schotter umrandet, der sich durch gleiche Höhenlage und konglomeratische Ausbildung als die Fortsetzung des Außenschotters links der Mangfall erweist.

Östlich der Schlierach fehlen die Altschotter. Die Altmoränen steigen hier direkt aus den Niederterrassen herauf. Südlich von der Straße Miesbach-Parsberg sind sie der Molasse vorgelagert, von da an dringen sie tief in die Gebirgstäler ein und liegen auf der Molasse.

Eine Trennung der Altmoränen des Schlierseegletschers von denen des Tegernseegletschers ist zwischen Schlierach und Mangfall nicht mehr möglich.

Noch muß ein anderes Moränenvorkommnis näher besprochen werden, es sind die Moränen auf dem Taubenberge bei Oberwarngau. Dieser Berg besteht aus zwei Höhenzügen, die im allgemeinen von West nach Ost verlaufen und durch das tiefe Farnbachtal von einander getrennt sind. Bezüglich seines geologischen Alters finden sich in der Literatur, soweit sie sich auf den Gegenstand der vorliegenden Untersuchungen bezieht,

zwei einander widersprechende Anschauungen. Gümbel läßt anfänglich den ganzen Taubenberg aus jüngerer Molasse bestehen (Beschreibung des Alpengebirges p. 347); erst später erwähnt er die Bedeckung des Berges durch Moräne und dieser seiner richtig gestellten Ansicht entspricht bereits die „geognostische Ausflugskarte in dem bayer. Alpengebirge zwischen Tegernsee und Wendelstein", die er der deutschen Geologenversammlung im Jahre 1875 gewidmet hat; auf dieser Karte ist der Taubenberg als „erratisches Diluvium" eingetragen. Auch im „geographischen-historischen Handbuch von Bayern, von Dr. Wilh. Götz (p. 177) wird vom Taubenberg gesagt, daß er von Moränenmaterial bedeckt ist". Auf Seite 319 wird er noch einmal als Moränenberg bezeichnet. Dieser Ansicht tritt nun Penck entgegen. Er nimmt Bezug auf die oben erwähnte Gümbelsche Karte und nennt den Taubenberg „eine isolierte Aufragung miozäner Nagelfluh" und dann fügt er bei: „an deren Stelle Gümbel irrtümlicherweise Moränen angibt" (l. c. p. 68). Mit dieser Korrektur ist jedoch Penck nicht glücklich gewesen, denn der Irrtum liegt tatsächlich auf seiner Seite, nicht aber auf Seite Gümbels. Daß letzterer in diesem Widerstreite der Anschauungen Recht behalten hat, hat sich bei den zur Fassung der Gotzinger Quellen für die Münchener Wasserleitung notwendigen Erdarbeiten, sowie durch die im vergangenen Frühjahre hergestellte Neuanlage und Verbreiterung verschiedener Wege in der Nähe des Gasthauses (Blockhütte) auf dem Taubenberge ergeben[1]). Der Sockel des Taubenberges ist allerdings tertiär, speziell sind es miozäne Sandsteine, Tone und Konglomerate; sie stehen unterhalb Gotzing am Fuße des Berges an und wurden auch im Innern desselben beim Bau der Wassersammelstollen angefahren. Die Gümbelsche Karte hat sie an der betr. Stelle angemerkt. Die Tone sind im Unterlaufe des Farnbachs zu sehen, die Konglomerate auch in einigen Gräben, wo sie Verfasser noch bis zu einer Höhe von 700 m

[1]) Die vor zwei Jahren ohne Namensangabe des Verfassers bei Seyfried und Komp. erschienene Broschüre „Die Wasserversorgung der Stadt München" gibt in einer kleinen Kartenbeilage ein „geognostisches Längenprofil des Mangfalltales, beziehungsweise des linksseitigen Hochufers". Dort ist auf dem Fendberge die Moräne unter der Bezeichnung: A. D (= älteres Diluvium) richtig eingetragen; ihre Mächtigkeit wird für das gesamte Taubenberggebiet auf 40—60 m angegeben (p. 54).

feststellen konnte. Über ihnen beginnt die Moräne, die sowohl den nördlichen Teil des Taubenberges, den Fendbergzug, als auch den südlichen, den eigentlichen Taubenberg, vollständig überdeckt. Am Fendberge zeigt sie sich in leidlich gutem Aufschlusse im oberen Kesselgraben und am Taubenberge ist sie gegenwärtig in nächster Nähe des Aussichtsturmes, sowie im nördlichen Gehänge zwischen dem Blockhause und dem Taubenbergerhofe vorzüglich gut zu beobachten.

Das Material dieser Moräne besteht sowohl am Taubenberge als auch am Fendberge zum großen Teil aus weichen, leicht verwitternden Sandsteinen des Flysches und der Molasse; das Einbettungsmittel ist ebenfalls vorherrschend Sand; Ton scheint nur in geringerer Menge vertreten zu sein. Das Ganze ist für Luft und Wasser gut zugänglich, woraus sich der auffallend starke Verwitterungsgrad sowohl in der Grundmasse als auch in den eingelagerten Gesteinen erklärt; letztere zeigen nicht selten Einkerbungen und Eindrücke und erweisen sich damit als ehemalige Bestandteile tertiärer Konglomerate.

Was nun die geologische Stellung der Moränen am Taubenberge anlangt, so ist zunächst zu sagen, daß dieselben als „obere Moränen“ bezeichnet werden müssen, denn an der südwestlichen Ecke des Berges sind sie die unmittelbare Fortsetzung der Moränen des Geiselberges, die ihrerseits wiederum den weiter nach Osten streichenden Außenschottern aufsitzen; desgleichen erheben sie sich im Osten des Berges über diesen Schottern, welche am Wege vom Bahnhofe Thalham nach Gotzing hinauf und westlich von Gotzing im Unterlaufe des Steinbaches die bereits erwähnten Konglomerate bilden. Auf der Nordseite des Taubenberges stehen seine Moränen in direkter Verbindung mit den Moränen des Rotberges, welche den südlichen Rand des großen Schotterfeldes von Laindern überlagern. Wie weit die den Taubenberg umklammernden Schotter sich unter den Moränen gegen den Berg hinein erstrecken, läßt sich nicht sicher bestimmen, da geeignete Aufschlüsse fehlen. Da nun die Moränen südlich und nördlich vom Taubenberge der Außenzone angehören, so müssen selbstverständlich die mit ihnen zusammenhängenden und zwischen ihnen liegenden Moränen auf dem Berge selbst ebenfalls der Außenzone zugerechnet werden. Das alles bietet keine besondere Schwierigkeit; weniger leicht ist aber die

Frage zu beantworten, zu welchem Gletschergebiete die Taubenbergmoränen gehören. Faßt man die beiden Teile des Taubenberges, nämlich den nördlichen Zug, der vom Fendberg aus über Neustadl nach Nüchternbrunn zieht, und den südlichen, der vom Imberg her über Marold und Taubenberg zum Aussichtsturm streicht, als zwei selbständige Moränenzüge auf — und es scheint dieser Auffassung nichts im Wege zu stehen — so sieht man sofort, daß ihre Zugrichtung weder mit der allgemeinen Richtung der Innmoränen, noch mit der der Isarmoränen harmoniert. Mit beiden bildet ihr Verlauf nahezu einen rechten Winkel und es ist nicht anzunehmen, daß die Moränenbögen der genannten Gletscher an dieser Stelle eine derartig abnorme Ausbuchtung erfahren haben. Daher werden wir die Taubenbergmoränen weder dem Isargletscher, noch dem Inngletscher zurechnen dürfen. Somit bleibt für dieselben nur mehr der Tegernsee- oder der Schlierseegletscher, oder beide zusammen genommen als Ursache übrig. Die letztere Annahme scheint mir die richtigere zu sein. Denn fürs erste kommt mir jeder dieser beiden Gletscher für sich allein doch etwas zu klein und zu schwach vor, als daß er seine Moränen soweit ins Flachland hätte hinausschieben können, und fürs zweite gehören ja auch — was bereits oben dargelegt wurde — die keilförmig vorstoßenden Außenmoränen zwischen Mangfall und Schlierach beiden Gletschern zugleich an, wenigstens ist eine Scheidung zwischen Tergernsee- und Schlierseemoränen hier nicht mehr möglich. Deswegen werden wir auch die Taubenbergmoränen als vereinigte Außenmoränen des Tegernsee- und Schlierseegletschers ansprechen müssen. Daß das gemeinsame Gletschergebiet von der relativ breiten Basis zwischen Tegernsee und Schliersee sich nach Norden zu kegelförmig verengt, erklärt sich dadurch, daß die normale, fächerförmige Entwicklung durch den Seitendruck der beiden größeren Nachbargletscher verhindert wurde. Der Tegernsee-Schlierseegletscher wurde von Westen her durch den Isargletscher und von Osten her durch den Inngletscher zusammengepreßt und gegen die Mitte zu gleichsam aufgestaut, und so auf die Molasse des Taubenberges und noch etwas über sie hinweggeschoben. Durch eine solche Vorstellung werden wir den tatsächlichen Verhältnissen am Taubenberg am ehesten gerecht.

Bezüglich der Lagerungsverhältnisse zwischen Altmoränen und Außenschotter auf unserem Gebiete ist folgendes zu sagen:

Zwischen Schlierach und Mangfall liegen die Moränen auf den Schottern. Das läßt schon die ganze Form der Moränenablagerung erkennen und zudem ist an manchen Stellen zu sehen, wie sich die Moräne direkt über der Nagelfluh erhebt; das letzte gilt auch von den vorhin besprochenen Moränen südlich vom Taubenberg: man sieht, wie die Schotter unter die Moränen von Einhaus und Reitham einsetzen; es sind also ebenfalls „untere Schotter". Bei Steingau gehen die Schotter in die sie überlagernde Moräne über, ebenso bei Bayernrain und Berg. Penck sagt (p. 181), daß von Landsberg am Lech bis in die Gegend von Mering bei Augsburg die Altmoränen den Hochterrassenschottern aufsitzen, und daß es auf der Ostseite des Gletschers ebenso sei. Dementsprechend werden wir sämtliche Außenschotter unserer Gegend als „untere Schotter" bezeichnen müssen.

Im Hangenden der Altmoränen sind bisher keine Schotter beobachtet worden.

Über die Mächtigkeit von Altmoräne und Altschotter lassen sich wenigstens im nördlichen Teile unseres Untersuchungsgebietes Angaben mit einiger Sicherheit machen. Die Moräne im Lochhofener Buchet erhebt sich in ihrem höchsten Punkt um 22 m über die Niederterrasse bei Berg.

Die Altmoränen am Jasberg steigen nahezu 50 m über die unteren Schotter empor. Östlich vom Teufelsgraben, im Baumgartnerholz, fällt die Moräne rasch ab und beträgt im Mittel nur mehr 20 m.

Westlich vom Taubenberg wird man die mittlere Mächtigkeit der Altmoränen auf etwa 40 m schätzen dürfen. Das gleiche dürfte der Fall sein bei den Altmoränen zwischen Mangfall und Schlierach. Doch ist hier die Bestimmung der Mächtigkeit wieder ziemlich unsicher, da man nicht weiß, wie weit die Molasse, die vielfach in den Gräben ansteht, unter der diluvialen Bedeckung in die Höhe steigt; dieses gilt auch bezüglich der Hochterrassenschotter dieser Gegend; bei diesen wird die sichere Angabe der Mächtigkeit noch durch den Umstand erschwert, daß sie nur in engen Streifen, vielfach zerrissen und zerstückelt die Moräne begleiten. Günstiger liegen die Verhältnisse im Westen

der Mangfall. Hier hat man eine ausgebreitete Ebene, die Gräben zeigen nirgends anstehendes Tertiär, so daß die Bestimmung der Mächtigkeit der Schotter wenigstens von der Niederterrasse aus als sicher gelten darf. Am Zolfersberg liegt der alte Schotter 24 m, westlich von Wall bei Hummelsberg 31 m, nördlich von Wall bei Neuhaus 30 m über den jungen Schottern, und südlich vom Taubenberg beim „Steiger" 32 m über dem Alluvium. Daraus ergibt sich als ungefähre Mächtigkeit des Hochterrassenschotters zwischen Mangfall und Taubenberg ca. 30 m als Mindestmaß. Rechnet man dazu noch die mittlere Mächtigkeit der Niederterrassen zu etwa 25 m, so wird die wirkliche Mächtigkeit der Hochterrasse südlich vom Taubenberg mit ungefähr 50 m nicht zu hoch eingeschätzt sein.

Nördlich vom Taubenberg ist sie bedeutend geringer: sie liegt bei Draxlham 36 m über der Niederterrasse und da letztere nur wenige Meter beträgt, ergibt sich für die Hochterrasse etwa 40 m Mächtigkeit. Nun fällt sie aber rasch ab: 2 km weiter nördlich, bei Oberlaindern, hat sie mit Berücksichtigung der Niederterrassenerhebung nur mehr etwa 15—20 m, und an ihrem Nordrand bei Fellach etwa 12 m. Auf der Hochplatte zwischen Holzkirchen und Otterfing sind die Gefällsverhältnisse die gleichen wie östlich von Holzkirchen, doch ist zu beachten, daß die Höhenlinien auf beiden Seiten, vom Taubenberg an bis gegen Arget zu, nicht von West nach Ost, sondern von Nordwest nach Südost verlaufen; demgemäß fällt die Hochterrasse in der Umgebung von Holzkirchen gegen Nordost ab.

Am Schlusse dieses Kapitels mögen einige Angaben Platz finden über die in der Gegend von Oberwarngau und Holzkirchen gemachten Tiefbohrungen und Tiefbrunnen, da man sich durch dieselben am besten eine Vorstellung von der ungeheueren Menge des diluvialen Materials machen kann, das gerade hier zur Ablagerung gekommen ist.

Die Brunnen sind teils gemeindliche, teils private Unternehmungen; die im folgenden aufgeführten Lokalitäten liegen zum Teil in der Jungmoränenzone.

Der älteste bekannte Tiefbau in unserer Gegend ist der alte Rathausbrunnen in Holzkirchen. Er wurde von dem berühmten Abte des Klosters Tegernsee, Caspar dem Aindorfer, in den Jahren 1450 bis 1453 gebaut, um der Wassersnot Holzkirchens

abzuhelfen; er hat eine Tiefe von 270 alten bayerischen Fuß, das ist rund 80 m. Erst bei dieser Tiefe wurde das Grundwasser angetroffen.

Alle übrigen Tiefbrunnen sind jüngeren Datums.

Beim Bahnhof Oberwarngau wurde i. J. 1874 ein Versuchsbrunnen bis zu 50 m Tiefe gegraben, lieferte aber auch bei dieser Tiefe noch kein Wasser und wurde deshalb wieder zugeschüttet.

Der Brunnen in Otterfing soll 75 m tief sein, der in der Ziegelei Lochen geht bis zu 104 m hinab. In den Brunnen von Arget und Sauerlach konnte nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. Rothpletz folgendes Tiefenprofil festgestellt werden:
In Arget: 4 m lehmige, verschwemmte Moräne (Außenmoräne),
7 m Schotter mit erratischem Geschiebe (unterer Schotter),
26,5 m Nagelfluh, oben mit erratischem Geschiebe (Deckenschotter),
6,5 m reiner Lehm mit vielen Schnecken,
hierauf wieder 10 m Nagelfluh des Deckenschotters,
8,5 m reiner Sand mit Kies.

Diese Angaben summieren sich zu einer Brunnentiefe von 62,5 m.

In Sauerlach: 6 m verwaschene Moräne mit Gneis, Quarz etc., zu unterst in Kies übergehend:
35,5 m Nagelfluh des Deckenschotters,
0,8 m Kies und feiner Quarzsand mit genügend Wasser.
1,3 m lettiger Flinz mit kleinen Kalkkonkretionen.
Summa: 43,6 m Tiefe.

Der in dieser Arbeit weiter unten erwähnte Tiefbrunnen der Villa Schlösser im Allgäu bei Oberwarngau ist etwa 100 m tief.

Dr. K. A. Weithofer führt in seiner Arbeit über „einige Querprofile durch die Molassebildungen Oberbayerns“ (p. 53 ff.) noch einige weitere interessante Tiefbohrungen auf:

Bei Heigenkam soll die Schotterdecke bis zu 90 m durchteuft worden sein, ohne daß man anstehendes Gebirge angetroffen habe.

Bei Bernloh erreichte man das anstehende Gebirge bei 71,3 m.

Bei Schaftlach traf man bis zu 104 m meist Schotter mit größeren oder geringeren tonigen Einlagen; von 104 m bis 162 m

äußerst fein geschlämmten Letten, dann bis 168 m wieder bloß Schotter und Sand; anstehendes Gebirge wurde gar nicht erreicht [1]).

C. Das geologische Altersverhältnis zwischen Außen- und Innenzone.

Die Unterscheidung zwischen Jung- und Altmoränen, zwischen Niederterrassen- und Hochterrassenschotter geht zurück auf den tief eingreifenden Unterschied in der Auffassung des Glazialphänomens, wie er in den beiden Haupttheorien, dem Monoglazialismus und dem Polyglazialismus zum Ausdruck kommt. Die Frage, ob die quartäre Eiszeit als ein einheitlicher Vorgang aufzufassen ist, oder ob wir im Quartär mehrere, strikte voneinander getrennte Eiszeiten gehabt haben, ist noch nicht völlig geklärt. Während Geinitz in seiner Schrift „Über die Einheitlichkeit der quartären Eiszeit" die Ansicht vertritt, „daß die Interglazialzeiten die Bedeutung allgemeiner Perioden verlieren und auf lokale Unterbrechungen und Schwankungen reduziert werden müssen," (p. 8) und noch in seiner letzten größeren Arbeit: „Die Eiszeit" (p. 51) ausdrücklich erklärt, „daß er an der Einheitlichkeit der Eiszeit festhalte", verteidigen Penck und Brückner mit aller Kraft die Anschauung von vier, durch Interglazialzeiten voneinander getrennten Eiszeiten. Am Schlusse seines großen Werkes, wo er seine Hauptresultate kurz zusammenfaßt, schreibt Penck (p. 1153): „Das nördliche Vorland der Alpen hat uns die Möglichkeit geboten, vier verschiedene Vergletsche-

[1]) Diese ganz erstaunliche Mächtigkeit von Sand-, Letten- und Schotterablagerungen übertrifft die sonst bekannten Mengen glazialer Bildungen in so hohem Grade, daß man es fast bezweifeln und fragen muß, ob denn diese gewaltige Menge des angeschwemmten Materials lauter eiszeitliche Bildung ist. Da die Mittellinie des Tegernseertaltrichters nach Norden verlängert gerade an Schaftlach vorbeistreicht und zudem zu beiden Seiten dieser Richtungslinie, am Taubenberg und im Allgäu das Tertiär um mindestens 60—70 m höher liegt als bei Schaftlach, so liegt die Vermutung nahe, daß man sich in Schaftlach über einem uralten, präglazialen Tale, vielleicht der Fortsetzung des Tegernseetales befindet, das in der Gegend von Schaftlach schon vor Ankunft der Glazialschotter mit präglazialen Schuttmassen wenigstens teilweise ausgefüllt war; auf diesen scheinen erst die glazialen Schotter aufzusitzen.

rungen nachzuweisen". Beide Theorien stehen sich einander ziemlich schroff gegenüber und es ist gegenwärtig noch nicht abzusehen, auf welche Seite hin sich der endgültige Sieg neigen wird. Soviel aber ist gewiß, daß die Auffassung der Eiszeit als einer einheitlichen und im ganzen in sich geschlossenen Naturerscheinung einfacher, natürlicher, viel verständlicher und deshalb von vorneherein auch viel glaubwürdiger ist, als die Annahme mehrerer getrennter Eiszeiten; denn wenn die Eiszeit überhaupt uns immer noch als ein ganz rätselhaftes, eigenartiges und — geologisch genommen — unerwartet auftretendes und wieder verschwindendes Phänomen entgegentritt, für dessen Anfang wir bisher ebensowenig einen stichhaltigen Grund angeben können, wie für dessen Ende, so ist es doch klar, daß die Annahme mehrerer Eiszeiten unsern wissenschaftlichen Standpunkt nicht erleichtert, daß vielmehr mit der Anzahl der Eiszeiten auch die Zahl und Größe der Schwierigkeiten wächst, die wir bei ihrem Studium zu überwinden haben; aber auch — und das ist noch wichtiger, als das vorige — die Wahrscheinlichkeit, daß wir auf dem richtigen Wege zur Erkenntnis der Wahrheit fortschreiten, wird um so geringer, je mehr Wiederholungen dieser rätselhaften Erscheinung wir annehmen. Deshalb fordert das wissenschaftliche Interesse, daß wir bei der Annahme einer einzigen und einheitlichen Eiszeit so lange stehen bleiben, bis wir durch Beobachtungen, die eine andere Deutung nicht mehr zulassen, gezwungen sind, diese natürliche und einfache Annahme zu verlassen und zu komplizierteren Anschauungen überzugehen. Von diesem Grundsatze geleitet und gestützt auf meine Erwägungen und Befunde sah ich mich veranlaßt, den Standpunkt Pencks, den ich früher eingenommen, endgültig aufzugeben und mich an Geinitz anzuschließen. Ich lege die letzte und vorletzte Eiszeit Pencks in eine einzige zusammen und halte an der Ansicht fest, daß wir nach Ablagerung jenes Deckenschotters, den Penck als jüngeren oder als Münchener Deckenschotter bezeichnet, in unseren Gegenden nur eine Eiszeit gehabt haben; den Deckenschotter aber fasse ich als präglazial auf. Diese letztere Auffassung wird im Kapitel „über das geologische Alter des Deckenschotters" näher begründet. An dieser Stelle jedoch handelt es sich um die Ver-

einigung der beiden letzten Penckschen Eiszeiten, und dafür sind für mich folgende Gründe maßgebend gewesen:

1. Die Merkmale, durch welche bisher Alt- und Jungmoräne, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter unterschieden wurden, sind einesteils außerordentlich schwankend und verschwommen, andernteils aber können sie auch auf andere Weise erklärt werden.

2. Die Moränen und die Schotter der beiden Zonen zeigen weder in ihrer physikalischen Ausbildung, noch auch in ihrer Gesteinszusammensetzung durchgreifende Unterschiede.

3. Die obere Moräne der Innenzone geht ohne weiteres in die Altmoräne über und ist mit ihr identisch; die unteren Schotter der Innenzone gehen ohne weiteres in die Hochterrassenschotter über und sind mit ihnen identisch.

4. Der Trennung der inneren und äußeren Zone in zwei verschiedene Eiszeiten stehen große theoretische Schwierigkeiten entgegen, die aber sofort wegfallen, wenn beide Eiszeiten in eine einzige zusammengefaßt werden.

5. Die von Penck als Zeugen zweier verschiedener Eiszeiten aufgefaßten sog. „Interglazialbildungen“ können auch anders erklärt werden.

Entsprechend der Wichtigkeit der ganzen Frage erheischen diese fünf Punkte eine genauere Ausführung.

ad 1. Bisherige Unterscheidungsmerkmale zwischen Alt- und Jungmoräne, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter.

a) Oberflächenformen.

Ein Hauptunterscheidungsmerkmal zwischen Alt- und Jungmoräne ist der Unterschied in der äußeren Erscheinung, in den Oberflächenformen; diese gelten als die „sichtbaren Züge ihres Alters; frisch steht die jüngste Serie da“. In den älteren Gürteln jedoch sind die charakteristischen Formen verwischt und gleichsam verwaschen, weshalb die äußere Zone auch die der „verwaschenen Moräne“ heißt. „In ausgezeichneter Weise entspricht das geologische Alter der Gürtel dem morphologischen Alter ihrer Formen. Seit langem schon hat man durch Unterscheidung des verschiedenen Alters der Oberflächenformen Jung- und Altmoränen unterschieden“ (Penck l. c. p. 19 u. 20). Der Inhalt dieser Worte im Sinne Pencks ist der: Die Jungmoränen gehören einer letzten Eiszeit an, das bezeugen ihre frischen Formen;

die Altmoränen aber sind um sehr vieles älter, sie gehören einer anderen, vorletzten Eiszeit an, das beweisen ihre verwaschenen Formen.

Dazu sage ich folgendes: Daß die äußeren Moränen älter sind als die inneren, unterliegt keinem Zweifel, denn sie haben sich ja vor denselben abgelagert; daß sich aber zwischen der Ablagerung beider ein Interglaziale eingeschoben hat, dafür liegen in der Oberflächenform keine zwingenden Beweise vor. Die äußeren Moränen sind ebenso wie die inneren „Rückzugslinien" der Gletscher; ihr Material wurde beim Abschmelzen der sich zurückziehenden Gletscher liegen gelassen. War nun diese Rückwärtsbewegung eine relativ rasche und gleichmäßige, so wurde der Moränenschutt in geringerer Mächtigkeit und größerer Verbreiterung angehäuft, als bei langsamem Rückzug und es haben dadurch die Außenmoränen von vorneherein jene abgeflachten Formen erhalten, die wir jetzt noch an ihnen sehen. Wie man also diese als Ergebnis lang dauernder Verwitterung ansehen kann, so kann man sie mit gleichem Rechte als Produkt einer gleichmäßigen und raschen Ablagerung auffassen; nichts zwingt uns dazu, nur die erstere Möglichkeit anzunehmen und die letztere abzuweisen. Ich halte mich vielmehr an die zweite und stimme Neumayr bei, wenn er (Erdgeschichte, Bd. II, p. 574) sagt: „Wir können zur Annahme zurückkehren, daß der Gegensatz zwischen unverletztem und verwaschenem Moränengebiet nur dadurch erzeugt wurde, daß das Inlandeis von der äußersten Nordgrenze, die es überhaupt erreichte, sich zurückzog, dann aber, nach nicht sehr starkem Rückgang an dem äußeren Rande der unverletzten Moränenlandschaft längere Zeit hindurch stationär blieb". Das Unterscheidungsmerkmal der frischen resp. verwaschenen Oberflächenform verliert aber noch ganz besonders dadurch an Bedeutung, daß dasselbe keineswegs konstant auftritt; nicht alle Altmoränen sind „verwaschen" und nicht alle Jungmoränen sind „frisch", sondern es gibt auch auf dem Außengebiete „jugendlich" aussehende Höhenzüge, und umgekehrt, auch auf der inneren Zone verwaschene Moränen. Ich kann hier meine eigenen Beobachtungen durch das Zeugnis von Ammon und Penck stützen. Ammon (Die Gegend von München, p. 114) erwähnt den Altmoränenzug, der östlich von Linden-Lochen über Steingau wegzieht und sich im Lochhofener Forst

bis zu einer Höhe von sechzig Meter über die Niederterrassenkiesfläche zwischen Wettlkam und Otterfing erhebt. Er hat ein so jugendliches Aussehen, daß Ammon sagt: „Fast möchte man glauben, es wäre hier die Jungmoräne der älteren aufgesetzt". Gleichwohl rechnet sie Ammon „noch zum Komplexe der älteren Bildungen, da ja letztere auch in der Nachbarschaft verbreitet sind". Ein Beispiel im umgekehrten Sinne haben wir an dem Moränenzug, der von Oberwarngau aus zwischen Reitham und Einhaus hindurch zum Höllersberg zieht. Er hat stark verflachte Formen und unterscheidet sich durch dieselben deutlich von seinem westlichen Nachbar, dem Moränenzug, der über Krottental streicht. Von dem Höhenzug bei Reitham sagt nun Penck p. 172: „Es ist aller Wahrscheinlichkeit nach der Gürtel der Altmoränen, welcher hier im Höllersberg 794 m Höhe erreicht und das weiter nördlich gelegene Hochterrassenfeld überragt". Aber Pencks Vermutung ist entschieden unzutreffend. Der fragliche Höhenzug reiht sich einerseits dem von Kleinhartpenning über Sufferloh nach Warngau heranziehenden und anderseits dem von Baumgarten herkommenden Jungmoränenzug so natürlich als mittleres Bogenstück ein, daß man ihn nur gewaltsam aus demselben herausreißen könnte. Daß er nicht bogenförmig nach außen gekrümmt, sondern gerade gestreckt, ja sogar ein klein wenig einwärts gebogen ist, rührt daher, daß der hochaufstrebende Taubenberg der gleichmäßigen Entfaltung des Gletschers und seiner Endmoränen hinderlich im Wege stand.

Diese zwei Beispiele mögen genügen; sie sind aus meinem speziellen Arbeitsgebiete genommen; andere Gebiete, z. B. die weitere Umgebung von Fürstenfeldbruck enthalten Moränenzüge, die man auf Grund ihrer Oberflächenform ohne Bedenken den Jungmoränen zurechnen dürfte, wie man umgekehrt die Moränendecke am Wackersberge und am Oberhof bei Tölz, sowie die Moräne zwischen den Straßen nach Greiling und Sachsenkam wegen ihrer starken Verflachung ohne weiteres als Altmoräne betrachten müßte, wenn die Oberflächenform als solche maßgebend wäre[1]).

[1]) Vgl. hier Pencks Karte des Linth- und Reußgletschers auf S. 496. Dort zeichnet er selbst östlich von Solothurn verwaschene Jungmoränen ein.

b) Oberflächenverwitterung.

Ein zweites Kriterium zur Unterscheidung der Alt- und Jungmoränen und ihrer zugehörigen Schotter findet man in der Oberflächenverwitterung. „Auch in der Beschaffenheit ihres Materials äußert sich die Altersverschiedenheit der einzelnen Serien glazialer und fluvioglazialer Bildungen. Die jüngsten sind nur wenig verwittert, . . . die anderen sind um so tiefgründiger verwittert, je älter sie sind“ (Penck l. c. p. 20). Es ist wahr, daß die Außenmoränen im allgemeinen etwas stärker verwittert sind als die Innenmoränen, sie sind ja auch etwas älter; aber einen derartig großen Altersunterschied, wie ihn Penck aus der stärkeren Verwitterung herleitet, braucht man nicht anzuerkennen; denn letztere erklärt sich sehr einfach daraus, daß auf den Altmoränen wegen der verflachten Abdachung ihrer Gelände die Verwitterungsprodukte viel leichter liegen bleiben und sich deshalb mehr anhäufen können als in der Innenzone, wo sie infolge der viel steileren Gehänge rasch abgeschwemmt werden. Die Tragweite dieser Tatsache ersieht man am besten im Gebirge. Obwohl unsere Berge ungleich älter sind als die Moränen und wegen ihrer Höhenlage mehr als diese der Verwitterung ausgesetzt sind, so zeigen die eigentlichen Höhenrücken doch meist eine relativ geringe Verwitterung, weil eben das verwitterte Material abgeschwemmt und an tiefer gelegenen und geschützten Stellen wieder abgelagert oder überhaupt ganz aus dem Gebirge weggeführt wurde. Übrigens gilt von der Oberflächenverwitterung das gleiche wie von der Oberflächenform: auch sie bildet zwischen beiden Moränenzonen keinen durchgreifenden Unterschied. Verfasser konnte auch auf den Außenmoränen solche Aufschlüsse beobachten, die nur sehr wenig Verwitterung zeigten. Die gleiche Beobachtung muß auch Ammon gemacht haben. Der Altmoränenzug, der aus der Gegend nördlich von Starnberg bis nach Bruck hinabzieht, sowie die Moränen beim Haspelmoor nördlich der Bahnlinie München-Augsburg zeigen auf der Karte Ammons nur geringe Verwitterung. Dabei ist zu beachten, daß wir in den Moränen bei Nanhofen das am weitesten nach Norden vorgeschobene Bogenstück der Altmoränen des Loisachgletschers vor uns haben; es gehören also diese Partien zu den ältesten Altmoränen. Umgekehrt findet man auch in den Jungmoränen nicht selten guten Verwitterungsboden.

Viel stärker als bei den Moränen tritt die Oberflächenverwitterung bei den Schottern auf, besonders auf der Außenzone. Zwar entbehren die inneren Schotter der Verwitterung nicht vollständig, aber sie ist doch unbedeutend im Vergleiche mit der Verwitterung der Hochterrassen, deren sattgelber, vielfach ziegelroter Verwitterungslehm und Löß leicht in die Augen fällt; seine Mächtigkeit ist verschieden und steigt nicht selten auf 4 bis 5 m und darüber an. Besonders gut ausgebildet ist diese Verwitterungsschicht auf den langgestreckten Hochterrassenfeldern am Lech und an der Iller. Wenn er in einzelnen Aufschlüssen, wie Verfasser in der Umgebung von Kaufbeuern sehen konnte, beinahe gänzlich fehlt, so mag dieses darin eine genügende Erklärung finden, daß er von dort in die benachbarten Talungen abgeschwemmt worden ist. Will man nun diese mächtigen Verwitterungsgebilde erklären, so wird man zunächst an das denken dürfen, was vorhin von den Altmoränen gesagt worden ist, daß nämlich ihre starke Verflachung der Anhäufung von Verwitterungsprodukten günstig war. Dieses gilt aber von den Hochterrassenfeldern in noch viel höherem Grade, als von den Moränen. Denn sie bilden ein nahezu ebenes Land, das mit leichter Neigung gegen Norden abfällt. Die Abschwemmungsgefahr ist also eine ganz geringe. Überdies ist es nicht ganz sicher, ob der Hochterrassenlehm in seiner ganzen Masse autochthone Verwitterung ist. Hin und wieder bemerkbare horizontale Schichtung sowie streifenweise eingelagerte hellere Partien in dunklerer Grundmasse und umgekehrt legen den Gedanken nahe, daß diese Lehmlager wenigstens teilweise von weiter her zugeführtes Material sind[1]). Auch die Beobachtung Pencks, daß die Mächtigkeit des Hochterrassenlehms nach Norden zur Donau hin zunimmt, scheint auf Anhäufung durch zugeführte Massen zu deuten. Ferner ist zu beachten, daß der Verwitterungslehm auf der Hochterrasse stellenweise nur in sehr geringer Mächtigkeit vorhanden ist, während er manchmal sogar auf den Niederterrassenfeldern in ungewöhnlicher Stärke auftritt. Ich denke hier an die Gegend zwischen München und Holzkirchen, wo

[1]) Eine solche hier nur vermutungsweise ausgesprochene Zuführung von weiter her wäre in die Zeit kurz nach dem Rückgang des Eises zu verlegen, bevor noch die vielen kleinen Flüßchen zwischen Iller und Isar entstanden sind.

die Verwitterung der Hochterrasse ziemliche Unregelmäßigkeit aufweist.

Ungleich wichtiger jedoch als alle diese Einzelheiten ist die prinzipielle Seite der ganzen Frage: ob denn die starke Verwitterung überhaupt und unter allen Umständen ein untrügliches Merkmal des hohen Alters einer Schicht ist? Diese Frage muß entschieden verneint werden. Wir sehen in unserem Gebirge, daß von zwei Schichten oder Schichtkomplexen verschiedenen Alters nicht immer die älteren, sondern vielfach, ja gewöhnlich, die jüngeren die stärker verwitterten sind, weil sie im Hangenden der Schichten den Atmosphärilien mehr ausgesetzt sind, als die älteren Schichten im Liegenden; ebenso sehen wir, daß ein und dieselbe Schicht verwittert ist, wo sie frei liegt, wo sie aber unter andere Schichten untertaucht und von ihnen bedeckt und geschützt ist, hat sie frisches Gestein. Also ist nicht das absolute Alter einer Ablagerung maßgebend für den Grad der Verwitterung, sondern nur die relative Zeit, während welcher die Schicht der zerstörenden Einwirkung der verwitternden Agentien ausgesetzt ist. Wenn wir daher sagen: die äußeren Schotter sind viel älter als die inneren, weil sie viel tiefer verwittert sind als diese, so haben wir damit einen Schluß übersprungen. Die Schlußfolge heißt vielmehr: Die äußeren Schotter sind stärker verwittert als die inneren, also haben Luft und Wasser länger auf sie eingewirkt[1]). Führen wir dann die Schlußfolgerung weiter, indem wir sagen: Wasser und Luft haben länger auf die äußeren Schotter eingewirkt als auf die inneren, also sind die äußeren älter als die inneren, so kann dieser Schluß richtig sein, er kann aber auch falsch sein; denn die weniger verwitterten Schotter können genau so alt sein, wie die stärker verwitterten, aber aus irgendwelchem Grunde viel kürzere Zeit der Verwitterung zugänglich gewesen sein. Ich will das durch ein einfaches Beispiel zu erklären suchen. Wir nehmen folgendes an: Vor zehntausend Jahren drang aus einem Alpental ein Gletscher heraus und während er vorrückte, warf er seine unteren Schotter 100 km weit in die voralpine Landschaft hinaus. Er

[1]) Die andere Möglichkeit, daß die stärkere Verwitterung nicht auf längere Zeit, sondern auf intensivere Wirkung der Atmosphärilien zurückzuführen sei, darf hier wohl als ausgeschlossen betrachtet werden, da hierfür ein stichhaltiger Grund kaum zu finden ist.

selbst schob sich auf diesen Schottern noch 50 km weit nach, dann kam er zum Stillstand, schmolz ab und bedeckte mit seinem Moränenmaterial das vorher gebildete Schotterfeld von seinen Endmoränen an bis zum Gebirge zurück. Nachdem also der Gletscher ganz in die Berge zurückgewichen war, waren die Schotter etwa zur Hälfte mit Moränen bedeckt. Sofort nun setzte die Verwitterung ein und zwar an der Moräne und an der frei daliegenden äußeren Hälfte der Schotter, nicht aber an der inneren Hälfte der Schotter, da ja diese durch die aufliegende Moräne vor der Verwitterung geschützt war. Jetzt, d. i. nach zehntausendjähriger Erosionswirkung ist die Moräne an vielen Stellen abgetragen und der dadurch freigelegte Schotter bis zu einer Tiefe von ca. einem halben Meter von Verwitterung angegriffen. Der äußere, von Anfang an frei daliegende Schotter hingegen ist 5 m tief verwittert. Nun kommt der Geologe und beurteilt die Schotter nach dem Kriterium der Verwitterung und sagt: „Wir haben hier zwei Schotterzonen: Die innere, noch teilweise von Moränen bedeckt, ist relativ jung, denn ihre Verwitterung geht nicht stark in die Tiefe. Die äußere Schotterzone aber muß ein um sehr viel höheres Alter haben als die innere, denn sie ist außerordentlich stark verwittert.“ So urteilt der Geologe auf Grund der Verwitterung, wir aber wissen auf Grund unserer fingierten Voraussetzung, daß sein Schluß falsch ist; nicht deswegen ist die innere Schotterzone weniger verwittert, weil sie jünger wäre als die äußere, sondern weil sie beinahe während der ganzen Zeit ihrer Existenz durch die aufliegende Moräne gegen Verwitterung geschützt war, und umgekehrt, nicht deshalb ist die äußere Zone um sehr vieles stärker verwittert als die innere, weil sie um sehr vieles älter wäre als diese, sondern weil sie von der Zeit ihrer Bildung an bis jetzt ohne Unterbrechung der Verwitterung ausgesetzt war.

c) Hydrographische Unterschiede zwischen Außen- und Innenzone.

Im Gebiete der älteren Moränen „fehlen die kleinen Seen zwischen den Wällen, die Tümpel und mit wenigen Ausnahmen auch die Moore“ (Penck p. 20). Ammon drückt p. 24 den gleichen Gedanken mit anderen Worten aus und Penck sowohl wie Ammon sehen in diesem Auftreten von Moränenseen und

Mooren ein Unterscheidungsmerkmal zwischen Alt- und Jungmoräne. Wer beide Moränenzonen kennt, wird ohne weiteres zugeben, daß hierin tatsächlich ein wirklicher Unterschied gegeben ist. Aber auch hier ist wieder die Frage zu stellen, ob dieser Unterschied ein Beweis für ein zwischen beiden Moränen liegendes Interglaziale ist? Sind wir gezwungen, zu sagen: Weil in den Außenmoränen diese Gebilde fast gänzlich fehlen, deshalb müssen wir sie einer anderen, älteren Eiszeit zurechnen als die Innenmoränen? Oder lassen sich diese Unterschiede vielleicht auch anders erklären? Letzteres ist nach der Ansicht des Verfassers der Fall.

Die Möglichkeit, daß sich kleine Seen, Moore und Tümpel bilden, wie sie für die innere Moränenzone in besonderer Weise charakteristisch sind, ist in erster Linie nicht auf das geologische Alter, sondern auf die Form des Bodens zurückzuführen; das Wasser muß sich in tiefer gelegenen Punkten sammeln und dort halten können. Je mehr nun solche tiefer gelegene, allseitig von Höhenzügen umrahmte Örtlichkeiten vorhanden sind, desto mehr Wasseransammlungen können entstehen. Nun liegt es auf der Hand, daß die Innenmoränen wegen ihres steten Wechsels von Berg und Tal, von kuppenförmigen Erhebungen und grubenförmigen Einsenkungen weit mehr Gelegenheiten zu Seen- und Tümpelbildungen bieten, als die stark verwaschene, sanftwellige Außenmoräne. Daher werden wir sagen müssen: Den Unterschied zwischen Außen- und Innenzone bezüglich der Seebildung haben wir zurückzuführen auf den Unterschied der Oberflächenform, und da wir gesehen haben, daß letzterer keineswegs als ein Beweis für zwei verschiedene Eiszeiten aufgefaßt werden muß, so können wir auch in den Seebildungen einen stichhaltigen Beweis für dieselben nicht finden. Der Mangel von Seen in der Außenmoräne wird noch leichter verständlich, wenn wir beachten, daß die Altmoränen an Gesamtausdehnung weit hinter den Jungmoränen zurückstehen, daß sie sich um die letzteren nur in Form ziemlich schmaler Bänder herumziehen und überdies durch die zahlreichen, aus der inneren Zone hervorbrechenden Niederterrassenströme außerordentlich zerstückelt und zerrissen worden sind, wodurch für viele ursprünglich vorhandene Seen ein rasches Abfließen ermöglicht wurde. Man betrachte hier die Altmoränen auf der Karte Ammons, wie sie vom Haspelmoor gegen Otterfing herüberziehen und man wird sich selbst sagen müssen, daß ein

derartig zerschlitztes Gelände der Seenbildung und Erhaltung wenig günstig ist[1]). Man betrachte ferner das nordöstlich von München gelegene Altmoränengebiet von Erding und Schwaben: Die aus den Innenmoränen bei Ebersberg und Steinhöring hervorbrechenden Niederterrassenströme sind bei Hohenlinden und Anzing in die Altmoränen hineingefahren und haben nach ihrer Vereinigung bei Schillach das breite grabenartige Sempttal geschaffen und die früheren Moränenseen entwässert. Noch sind deren Reste unverkennbar erhalten: die großen Auwiesen zwischen Siegenhofen und Pastetten, zwischen Finsing und Schwaben sowie südlich der Bahnlinie Poing-Schwaben[2]). Es ist sehr wahrscheinlich, daß wir auch in den Mösern des Sempt- und Schillachtales alte Moränenseen vor uns haben, die nur durch niedrige Höhenzüge voneinander getrennt waren und den nach Norden, teilweise nach Nordwesten gerichteten Durchbruch der Niederterrassengewässer begünstigten. Auf diese Weise würde sich die Tatsache erklären, daß gerade diese beiden Täler von dem allgemeinen, nach Nordost gerichteten Verlaufe der übrigen Täler der ganzen Gegend abweichen. Besser noch als östlich von München sind westlich davon im Altmoränengebiete bei Mammendorf die Moränenseen erhalten. Hier dehnt sich das relativ große Haspelmoor aus, an welches sich eine Anzahl kleinerer Moore anschließt, von denen besonders das Wildmoos bei Moorenweis zu erwähnen ist. Vom Haspelmoor spricht Penck auf S. 181. Er sieht in demselben eine Ausnahme von der Regel und so glaubt er seine Existenz mit den Moränen nicht in Zusammenhang bringen zu dürfen. „Sein Auftreten hängt, wie es scheint, nicht mit den Altmoränen zusammen, sondern dürfte bedingt sein durch ein Niederterrassenfeld, das sich auf seiner Ostseite erstreckt und die tiefer gelegenen Altmoränen an der oberen Maissach unfern Nanhofen abdämmt.“ Mir scheint das nicht so, wenigstens kann ich an

[1]) Weiter gegen den Tegernsee hinab sind die Außenmoränen noch mehr zerrissen.

[2]) Verfasser konnte an einigen Stellen noch echte Moosflora in wasserhaltigen Tümpeln auffinden, eigentliche Torflager sind wohl nicht mehr vorhanden, aber der dunkle, schwere Moorboden ist noch reichlich erhalten. Übrigens darf man nicht außer acht lassen, daß auf diesen Auwiesen seit Jahrhunderten die Kulturarbeit des Menschen tätig und bestrebt war, aus dem unfruchtbaren Moorboden fruchtbare Äcker- und Wiesengründe zu schaffen und zu diesem Zwecke die Entwässerung und Austrocknung der alten Seen beschleunigte.

eine Abdämmung tiefer gelegener Altmoränen nicht recht glauben. Ich finde vielmehr, daß das Haspelmoor von einem beinahe lückenlos geschlossenen Kranz von Moränenhügeln umgeben ist, welche sich bis zu einer durchschnittlichen Höhe von 23 m über das Moor erheben[1]). Nur gegen Osten zu, zwischen dem Hallenberg bei Mammendorf und den Hügeln von Pfaffenhofen ist der Kranz offen und tritt die Niederterrasse an das Moor heran; da nun letzteres an seinem südlichsten Ausläufer bei Purk um ca. 10 m höher liegt als die Terrasse bei Mammendorf, so glaube ich, daß die von Jesenwang herkommenden Niederterrassenströme die vorhin erwähnte Lücke in den das Moor umschließenden Hügelgürtel erst geschaffen und dem alten See einen Abfluß nach Osten ermöglicht haben. Ich halte das Haspelmoor für den Rest eines echten Moränensees, der sich in keinem wesentlichen Punkte von den vielen jetzt ausgetorften alten Moränenseen der Innenzone unterscheidet[2]).

---

[1]) Die tiefste Stelle des Moores ist bei Nassenhausen (535 m). Von da aus steigt das Moor gegen Nordwest bis zu 540 m, gegen Südwest bis zu 550 m und geht dabei allmählich in sumpfigen Wiesenboden über; seine mittlere Höhe ist 538 m. Die umgebenden Moränen haben eine Höhe von 556, 573, 567, 545, 540, 554 und 558 m.

[2]) Die beiden großen Möser an der Isar, das Dachauer- und Erdingermoos halte ich in ihrem jetzigen Charakter übereinstimmend mit Ammon und Gümbel für Quell- oder Sickermoore. Wenn ich mit wenigen Worten auf diese beiden Moore zu sprechen komme, so geschieht es deshalb, weil ich wenigstens ihre ursprüngliche Anlage auf diluviale Vorgänge zurückführe. Wenn ich nämlich sehe, daß westlich und östlich von München (bei Mering und Dorfen) die Außenmoränen und ihre Schotter sich bis zu den Tertiärhügeln erstrecken, so empfinde ich ihre Abwesenheit auf dem Münchener Felde als eine Lücke, und das um so mehr, als gerade hier die beiden größten Gletscher der bayerischen Alpen, der Loisach-Isargletscher und der Inngletscher sich berühren; das Natürliche wäre demnach, daß auch hier die Außenmoränen und ihre Schotter die ganze Fläche bis hinab zu den Tertiärhügeln bei Dachau und Freising einnehmen würden. Ich vermute mit gutem Grunde, daß dieses früher auch der Fall war. Die allzukümmerliche Breite des Altmoränengürtels am Südrande des Münchener Feldes und seine bereits erwähnte unregelmäßige Abgrenzung gegen Norden deutet mit großer Wahrscheinlichkeit darauf hin, daß er nur mehr der Rest einer früher ausgedehnteren Moränenbildung ist. Dazu kommt, daß sich mitten in der Ebene von München noch gänzlich isolierte Ablagerungen vorfinden, die aus Altmoränen und Hochterrassenschotter bestehen: Im Osten des Feldes haben wir die Moränenhügel bei Zorneding und Purfing und zwischen Ismaning und Moosinning die Hochterrassenhügel von Eicherloh und an der Pschorrschwaige; daran reiht sich gegen Westen zu die langgestreckte, lehmbedeckte Hochterrasse zwischen Ramers-

In der geringen Anzahl von Seen, Tümpeln und Mooren auf dem Gebiete der Außenmoräne im Gegensatz zu ihrem zahl-

dorf und Ismaning; südlich von München liegt der aus gleichem Material bestehende Buckel von Solln und westlich von Pasing liegt Moräne und Lehm auf einem tertiären Untergrund. Alle diese diluvialen Einzelvorkommnisse (vgl. hier Ammon p. 68 und 96), denen sich noch die zahlreichen in den Vertiefungen des nördlichen Tertiärlandes eingelagerten Löß- und Lehmbildungen anschließen, können wir nur verstehen, wenn wir sie mit der übrigen Hauptmasse der diluvialen Moränen und Schotter in Zusammenhang bringen. Indem ich sie nun von einem einheitlichen Gesichtspunkte aus betrachte, fasse ich sie als letzte Reste einer in früherer Zeit die ganze Münchener Ebene überlagernde Decke von Altschotter und Altmoränen auf, die sich von den Innenmoränen an bis zu den Tertiärhügeln bei Dachau und Freising und noch etwas in die Talungen derselben hineinerstreckt hat. Für diese meine Auffassung spricht am meisten der Umstand, daß die Schotter von Oberföhring, wie uns die Isartalgehänge lehren, unter den Niederterrassen gegen Süden fortstreichen und sich bei Baierbrunn und Straßlach mit den Altschottern und Moränen dieser Gegend verbinden. An den erwähnten Einzelvorkommnissen haben sich Altschotter resp. Altmoräne noch erhalten, wo aber jetzt Niederterrassenkies liegt, sind sie ganz oder doch in ihren hangendsten Lagen fortgeschwemmt. Als Ursache ihrer Entfernung betrachte ich dieselben Abschmelzwässer des Gletschereises, welche dem noch erhaltenen alten Moränengürtel im Süden der Münchener Ebene so arg mitgespielt haben. Es waren dieses vor allem die mächtigen Gletscherströme, die aus den Talungen des Ammersees und Starnbergersees, sowie aus dem Isar- und Mangfalltal und aus den vielen zwischen den Haupttälern gelegenen kleineren Wasserrinnen hervorgebrochen sind. Die Gewässer von den beiden Seen her vereinigten sich bei Alling und wühlten den Boden für das langgestreckte Dachauermoos aus und die Gewässer vom Isartal und Mangfalltal her leisteten die gleiche Vorarbeit für die Bildung des Erdingermooses; indem sich nun diese beiden mächtigen Wasserstraßen bei Freising vereinigten, durchbrachen sie zwischen Moosburg und Langenpreising in einer Breite von ca. 6 km den von Westen herüberziehenden Tertiärriegel und furchten nach ihrer Vereinigung mit den Gewässern der Amper das heutige Isartal aus, das zwischen Moosburg und Landshut eine mittlere Breite von 5 km aufweist.

Dachauermoos und Erdingermoos sind also auch nach meiner Auffassung keine eigentlichen Moränenseen, wie das benachbarte Haspelmoor, sondern ich halte sie für Reste postdiluvialer Seen, deren erste Anlage jedoch, die Austiefung des Seebodens, auf die erodierende Wirkung der Abschmelzwässer der zurückweichenden Gletscher zurückzuführen ist. So erklärt sich auch ihre längliche Form, deren Hauptrichtungsachse ebenso wie die der übrigen diluvialen Abflußrinnen von Südwest nach Nordost gerichtet ist; ferner erklärt diese Abschwemmungstheorie die lanzettliche Form der Föhringerschotterplatte, der Moosinseln bei Aubing, Eicherloh und an der Pschorrschwaige und deren allgemeine Richtung nach Nordost, ebenso erklärt sich der plötzliche Abbruch der Erdinger Altmoränen an der Linie Poing-Finsing-Notzing und deren Einbuchtung bei Neuching.

reichen Auftreten in der inneren Zone erkenne ich nur einen graduellen Unterschied beider Moränen und finde in der geringen Verbreiterung der Außenmoränen, in ihrer Zerstückelung durch die Niederterrassenströme und vor allem in ihrer stark verflachten Bodengestalt einen völlig ausreichenden Erklärungsgrund für die hier in Frage stehende Tatsache; zur Annahme zweier verschiedener Eiszeiten sehe ich mich nicht einmal berechtigt, geschweige denn wissenschaftlich verpflichtet.

ad 2. Physikalische Ausbildung und Gesteinszusammensetzung der Moränen und Schotter beider Zonen.

Die physikalische Ausbildung der Moränen hat auf der Außen- und Innenzone den gleichen Grundtypus: zahlreiche, meist deutlich geschrammte Gesteine liegen regellos zerstreut in einer Grundmasse eingebettet. Diese Grundmasse selbst hat bald mehr einen tonigen, bald mehr einen sandigen Charakter und ist im ersten Falle nicht selten von Sand- und Kiesstreifen, im letzten Falle von Tonstreifen durchzogen, so daß hin und wieder eine deutliche Wirkung von fließendem Wasser im Moränenschutt zu erkennen ist. Die Zahl der eingebetteten Gesteine ist einem mannigfachem Wechsel unterworfen. Man findet Moränenaufschlüsse, wo verhältnismäßig wenig Gesteine, dagegen mehr Grundmasse vorhanden ist, und umgekehrt solche, in welchen die Grundmasse stark zurücktritt und außerordentlich viel Steine angehäuft sind. Auch die äußere Form der Steine wechselt sehr stark und schwankt zwischen eckigen und fast scharfkantigen bis zu gut abgerundeten und beinahe fertigen Rollsteinen. Desgleichen ist in der Größe der Steine ein breiter Spielraum gegeben.

Alle diese Verschiedenheiten finden sich sowohl in der Außen- als auch in der Innenmoräne. Wenn ein Aufschluß irgendeinen bestimmten Charakter deutlich aufweist, so ist derselbe Charakter oft im nächsten Aufschluß schon wieder verloren gegangen und der Anblick der Moräne ist etwas anders geworden[1]). Die einzelnen Aufschlüsse unterscheiden sich, aber die

[1]) Die von Penck p. 14 versuchte „petrographische Klassifikation" der Moränen in „Griesmoränen, Geschiebemoränen, Blockmoränen, Schlammmoränen und Schottermoränen" hat nur theoretische Bedeutung. Die vielfachen Restriktionen, die Penck auf p. 15 seiner Einteilung der Moränen anreihen mußte, heben deren praktische Verwendbarkeit tatsächlich wieder auf, oder beschränken sie wenigstens auf ganz enge Kreise.

beiden Moränenzonen im ganzen genommen weisen greifbare und haltbare Unterschiede nicht auf. Daß der physikalische Zustand der beiden Moränenzonen der gleiche ist, davon hat sich der Verfasser durch fast zehnjährige Beobachtungen auf das bestimmteste überzeugt.

Eher als die Moränen scheinen die Schotter der beiden Zonen physikalische Unterschiede aufzuweisen. Es handelt sich dabei um den Gegensatz zwischen lockerem Zusammenhang und konglomeratischer Verkittung, zwischen deutlicher Schichtung und mehr gleichförmiger Ablagerung, zwischen gut durchgewaschenem und noch stark sandig-schmutzigem Material. Am meisten fällt der Unterschied zwischen lockerem und verfestigtem Schotter in die Augen; der letztere ist auf der Außenzone so stark vertreten, daß Ammon geradezu sagt: „Der Hochterassenschotter ist gewöhnlich zu einer Nagelfluh verfestigt“ (p. 18). Den gleichen Ausdruck gebraucht auch Penck (p. 20), fügt jedoch bei, „daß diesen Kriterien — ob locker oder verfestigt — nur durchschnittlicher Wert zukommt“. Verfasser glaubt auf Grund einfacher Betrachtungen und gestützt auf seine Beobachtungen dieses Zugeständnis Pencks noch bedeutend einschränken zu müssen und ist der Ansicht, daß man die konglomeratische Ausbildung der Alt- und Jungschotter bei ihrer vergleichenden Altersbestimmung vollständig außer acht lassen darf. Denn fürs erste wissen wir nicht sicher, wann die zur Verkittung der Schotter notwendigen Bedingungen und Voraussetzungen eingetreten sind. Ein Schotter kann Jahrtausende lang als lockerer Kies daliegen, dann aber können sich plötzlich die zur Verfestigung notwendigen Vorbedingungen einstellen; fürs zweite aber haben wir keine gesicherte Kenntnis davon, wie lange selbst unter günstigen Umständen die Schotter zur Verkittung brauchen. Sicher aber ist die Konglomeratbildung bei beiden Schottern etwas Zufälliges und meist auch eine rein lokale Erscheinung. Darauf weisen gerade die Beobachtungen im Gebiete der Außenschotter hin. Neben vielen gut konglomerierten Aufschlüssen finden sich auch solche, die nur wenig, ja überhaupt keine Nagelfluh enthalten; solche verschiedene Aufschlüsse fand Verfasser wiederholt in geringer Entfernung voneinander und auf derselben Schotterplatte, besonders in der Umgebung von Holzkirchen und Otterfing, aber auch anderswo; in einer Kiesgrube bei Straßlach fand sich gutes Konglomerat,

das aber mit einer Grenzzone von kaum einem halben Meter in völlig lockeren Kies überging; dabei zogen die Schichten ungestört vom verfestigten in den lockeren Kies hinaus, wie das deutlich an einem eingelagerten Sandstreifen zu sehen war, der im Bereiche der Nagelfluh erhärtet und außerhalb derselben weich war. Eine Zusammenstellung jener Aufschlüsse in den Außenschottern, die Konglomeratbildung in reichlichem Maße zeigen, hat ergeben, daß sie sich gerade an den Gehängen finden, in welchen die Hochterrassen gegen die Niederterrassenfelder oder postglaziale Flußläufe abfallen[1]). So an den Gehängen bei Baiernrain und und Wettlkam, bei Steingau und Erlach, in dem Graben, der vom Niederterrassenfeld bei Baumgarten aus nach Holzkirchen zieht, am Bahneinschnitt südlich von Holzkirchen, an den Abhängen bei Föching und Unterdarching. Wenn auch diese Regel selbstverständlich nicht ohne Ausnahme ist, so berechtigt sie uns doch in hohem Grade zu dem Schlusse, daß die starke Konglomeratbildung der äußeren Schotter nicht eine Folge höheren Alters derselben ist, sondern daß sie in erster Linie der Einwirkung der den Jungmoränen entströmenden Abschmelzwässer zuzuschreiben ist. Damit haben wir aber auch den Schlüssel zum Verständnis einer anderen Beobachtung gefunden, daß nämlich die Konglomeratbildung auf dem Gebiete der inneren Schotter in viel geringerer Menge auftritt als auf den äußeren Schottern. Es fehlen die mächtigen Niederterrassenströme der Außenzone; an ihrer Stelle hat man meist enge Gewässer, die erst außerhalb der Jungendmoränen zu größeren Wassermassen sich vereinigen. Überdies liegen die Niederterrassen der Isar meist im Niveau der unteren Moräne, während die älteren Schotter wegen ihrer hohen Lage vielfach nicht mehr erreicht wurden. Wo aber die Abflußströme in der Höhe der Schotter waren, haben wir auch wieder Konglomerate, z. B. unterhalb der Mangfallbrücke bei Gmund, zwischen Dietramszell und Schöneck, an der Schneidsäge bei Greiling und in geringerer Menge an verschiedenen anderen Stellen.

Weniger auffallend als die Nagelfluhbildung sind die anderen oben angegebenen Unterschiede in der physikalischen Ausbildung der Schotter. Der Grund ist wohl darin zu finden, daß gut

[1]) Diese Beobachtung konnte Verfasser auch auf den Hochterrassenfeldern am Lech und an der Iller machen.

und schlecht geschichtete, gut und schlecht durchgewaschene Schotter nach den Beobachtungen des Verfassers auf beiden Schotterzonen vorkommen und zwar in mannigfaltiger Abwechselung und mit allen Zwischenstufen vom guten zum schlimmen Zustande in beiden Beziehungen. Doch scheint mit der Entfernung vom Gebirge im großen und ganzen Reinheit des Schottermaterials und Deutlichkeit der Schichtung zuzunehmen; die sog. diskordante Parallelschichtung ist aber auf der äußeren Zone viel seltener wahrzunehmen als auf der inneren.

Größere Bedeutung als physikalische Verschiedenheiten haben allenfallsige Unterschiede in der Art der Gesteine, welche die äußeren und inneren Moränen und Schotter zusammensetzen.

Der Frage nach dem Gesteinsmaterial wurde vom Verfasser die größte Sorgfalt zugewendet. Bekannt war längst, daß Schotter und Moränen vorherrschend aus Kalkgesteinen bestehen, während Sandsteine und Mergel, sowie auch dolomitische Gesteine an Zahl stark zurücktreten. Das erklärt sich leicht aus der geringeren Härte und damit der geringeren Widerstandsfähigkeit dieser Gesteine gegen Druck und Reibung beim Transport; sie wurden vielfach „aufgerieben", wodurch die eigentlichen Kalkgesteine durch relative Anreicherung ein noch größeres numerisches Übergewicht erlangten, als sie schon von Anfang an hatten. Eine besondere Aufmerksamkeit verdienen die sog. Rollsteine aus dem Deckenschotter, deren Zahl in den Außenschottern größer sein soll als in den inneren. Die Beobachtungen des Verfassers haben in dieser Beziehung zu dem Ergebnis geführt, 1. daß in manchen Aufschlüssen diese Rollsteine in ganz geringer Menge vorhanden sind, so daß sie förmlich gesucht werden müssen, während sie in anderen oft ganz nahe gelegenen Kiesgruben in recht großer Zahl zu finden sind. 2. Daß — im allgemeinen gesprochen — in der Nähe des Gebirges ihre Zahl gering ist, aber mit der zunehmenden Entfernung von demselben ebenfalls zunimmt. Ihr zahlreicheres Vorkommen in den Außenschottern bildet aber sicherlich keinen Grund zur Unterscheidung der beiden Moränen resp. Schotter im Sinne Pencks. Was nun schließlich die kristallinischen Gesteine in den diluvialen Bildungen anlangt, so kommen in unserer Gegend Gneis, Glimmerschiefer und Hornblendegesteine am häufigsten vor, gut ausgebildete Granite sind weit seltener; das gleiche gilt vom Quarz,

der sich in weißen, gelben und grauen Farbentönen vorfindet; hin und wieder begegnet man einem Porphyr oder Serpentin oder Gabbro, andere Arten zentralalpinen Gesteines sind noch seltener. Für die Vergleichung von Alt- und Jungmoränen und ihrer Schotter ist man deshalb weniger auf die Arten, als vielmehr auf die Häufigkeit der kristallinischen Gesteine angewiesen. Diese wurde bisher durch allgemeine Abschätzung bestimmt. Verfasser hat nun, um gesichertere Resultate zu erhalten, die Methode der bloßen Abschätzung verlassen und sich der etwas eintönigen Arbeit unterzogen, die Menge der kristallinischen Gesteine durch direktes Abzählen derselben zu bestimmen. Dabei wurden stets nur die noch in der Schotterwand steckenden, nicht aber die am Fuße der Wand liegenden Steine gezählt, auch wurden jene Steine außer acht gelassen, deren Größe merklich unter die Größe eines Taubeneies herunterging. Auf diese Art wurden gegen 2000 qm Schotter- resp. Moränenfläche, die sich auf ca. 120 Aufschlüsse in beiden Zonen erstrecken, auf das sorgfältigste nach kristallinischen Gesteinen abgesucht. Im Laufe dieser Untersuchung hat sich jedoch bald gezeigt, daß auch diese Methode keine einwandfreien Resultate liefert. Denn einerseits konnten die zur Absuchung verwendeten Flächen, besonders bei rauhen und buckeligen Nagelfluhfelsen, nicht immer mit der wünschenswerten Genauigkeit abgemessen werden, anderseits sind die Aufschlüsse selbst in bezug auf den Reichtum an Steinen überhaupt, und damit auch an kristallinischen Gesteinen im besonderen sehr verschieden. Wo in den Moränen die tonige Grundmasse und in den Schottern die sandige Beigabe stark vorherrscht, sind natürlich die Steine an Zahl stark zurückgedrängt, während hingegen in sehr steinigen Moränen und in gut durchgewaschenen Schottern auf gleiche Flächen bedeutend mehr Steine anfallen. Ein weiterer Übelstand, der sich leider auch nicht beseitigen läßt, besteht darin, daß es auf der Altmoräne relativ wenige, zu dieser Untersuchung brauchbare Aufschlüsse gibt. Das hängt einerseits mit der geringen Verbreitung resp. Erhaltung der Altmoränen zusammen, anderseits aber hat es seinen Grund darin, daß sowohl die gemeindlichen als auch die staatlichen Kiesgruben meist in den in der Nähe anstehenden Schottern angelegt sind, weil ja diese für Straßenbeschotterung, für Maurerarbeiten etc. ein besseres und reinlicheres Sand- und Kiesmaterial

liefern als die Moränen. Es ist nun leicht begreiflich, daß diese Verhältnisse auf die Zuverlässigkeit meiner Untersuchungen einen schlimmen Einfluß ausüben mußten; in welchem Grade dieses der Fall war, das ist freilich schwer zu sagen; soviel aber ist gewiß, daß, wenn auf einem bestimmten Bezirke der Jungmoränen z. B. zwanzig gute Aufschlüsse sind, aber auf einem gleich großen Bezirke der Altmoränen etwa nur drei oder vier, die beiderseitigen Untersuchungsresultate einander nicht als gleichwertig gegenüber gestellt werden dürfen; das wäre entschieden ein logischer Fehler; denn es ist keineswegs sicher, ja nicht einmal wahrscheinlich, daß das Resultat aus vier Kiesgruben den Mittelgehalt einer Gegend an kristallinischen Gesteinen mit gleicher Zuverlässigkeit angibt, wie das Resultat aus zwanzig Kiesgruben. Ein anderer Umstand, der meine Zählungsmethode in ihrem Werte herabdrückt, ist der, daß die zu Gebote stehenden Aufschlüsse nicht den gleichen Horizonten angehören. Einzelne liegen in den oberen, andere in den unteren Lagen der Schotter und Moränen, wieder andere in der Mitte. Ob der Reichtum an kristallinischen Gesteinen von der höheren oder tieferen Lage des Aufschlusses abhängig ist, konnte ich bei den Moränen nicht einmal vermutungsweise feststellen, bei den Schottern jedoch wiesen manche Anzeichen darauf hin, daß sie nach oben zu an kristallinischen Gesteinen reicher werden.

Die Folge dieser Mißlichkeiten ist dieses, daß man sich auch auf die Resultate der Zählungsmethode nicht zu viel verlassen darf und daß es nicht angängig ist, irgendwelche weittragende Schlüsse daraus zu ziehen. Als sicher aber darf folgendes gelten:

1. Sowohl auf dem Gebiete des Loisach- und Isargletschers als auch des Inngletschers (soweit derselbe in vorliegende Arbeit noch hereingezogen wurde) finden sich neben der Hauptmasse der aus den Kalkalpen stammenden Gesteine auch solche aus den Zentralalpen, sog. kristallinische Gesteine, und zwar auf der Außenzone ebenso wie auf der Innenzone, in den beiden Schottern ebenso wie in beiden Moränen.

2. Die Zahl der kristallinischen Gesteine ist an den einzelnen Örtlichkeiten einem außerordentlich starken Wechsel unterworfen. Aufschlüsse aus demselben Gletschergebiete und selbst in geringer Entfernung zeigen nicht selten ganz auffallende Unterschiede;

eine Gesetzmäßigkeit in Verteilung der kristallinischen Gesteine konnte nicht festgestellt werden.

3. Selbst die einzelnen Aufschlüsse zeigen kein konstantes Verhalten; neben mehr gleichmäßiger Verteilung der kristallinischen Gesteine in der Schotterwand findet man hin und wieder diese Gesteine nesterförmig beisammenliegend und eine Schotterwand, die vor einiger Zeit an solchen Gesteinen arm war, erweist sich jetzt als sehr reich, nachdem ein paar Meter Schotter von den Arbeitern weggenommen sind; natürlich sind auch die umgekehrten Verhältnisse zu beobachten.

4. So groß auch in den einzelnen Schotter- und Moränengruben der Unterschied im Gehalt an kristallinischen Gesteinen sein mag und auch tatsächlich ist, eine durchgreifende Verschiedenheit der beiden Moränenzonen im ganzen konnte ich nicht konstatieren.

Die Zuverlässigkeit der Resultate, die sich aus meiner Zählungsmethode ergeben haben, wird durch die dargelegten Schwierigkeiten ohne Zweifel beeinträchtigt und gemindert — es soll das zur Steuer der Wahrheit nochmals ausdrücklich erwähnt werden —; dennoch glaube ich zur Ansicht berechtigt zu sein, daß nach meinen bisherigen Erfahrungen weder in der physikalischen Ausbildung noch auch in der Gesteinszusammensetzung von Moränen und Schottern ein hinreichender Grund vorliegt, die Außenmoränen und ihre Schotter einer anderen Eiszeit zuzurechnen, als die Innenmoränen und deren Schotter.

ad 3. Die obere Moräne der Innenzone geht in die Aufsenmoräne über und ist mit ihr identisch, die unteren Schotter der Innenzone gehen in die Hochterrassenschotter über und sind mit ihnen identisch.

Zuerst die Schotter! Bei der Besprechung der unteren Schotter der Jungmoräne wurde mit Hinweis auf die Karte bereits hervorgehoben, daß die Hauptmasse derselben im Innern des Gletschergebietes liegt, während die der Moränen an der Randzone gelagert ist. Von den Moränen gilt das Gesagte im vollen Sinne, von den Schottern aber nur insoweit, als dieselben oberflächlich frei liegen, denn die weitere Untersuchung hat ergeben, daß die Schotter unter den Moränen durch-

ziehen und zwar bis an die Grenze der inneren Vereisung und daß sie sich in den Außenschottern fortsetzen. Zum Beweise für diese Behauptung kann ich folgendes anführen:

1. Von den Anhöhen östlich von Tölz aus zieht sich noch weiter gegen Osten zu das bereits erwähnte große Schotterfeld von Ellbach-Kirchbichl, Greiling-Reigersbeuern und Sachsenkam, das sowohl an den Abhängen gegen die tief einschneidenden Gräben und Moore als auch auf der Hochebene selbst in zahlreichen Kiesgruben aufgeschlossen ist. Erst in der Gegend von Sachsenkam erheben sich in besserer Erhaltung auf dem Kiese die oberen Moränenzüge, die sich von da an rasch wiederholen, bis schließlich östlich von Piesenkam eine zusammenhängende Moränendecke die unteren Schotter überlagert. In Piesenkam selbst konnte ich bei Gelegenheit von Erdarbeiten die Schotter im Liegenden der Moräne noch beobachten. Geht man nun von dieser Ortschaft aus ca. 4 km weit gegen Nordosten, so trifft man auf einen scharf ausgeprägten Moränenzug, an dessen Fuße sich eine etwas versumpfte Ebene anlagert. Der Hügel trägt ein altes Bauernhaus „Allgäuhäusl", und in dessen nächster Nähe die neuerbaute „Villa Schlösser", deren Besitzer, Herr Universitätsprofessor Schlösser, vor einigen Jahren einen Tiefbrunnen graben ließ. Dieser „Allgäubrunnen" erlangte für die Untersuchung der ganzen Umgebung deshalb eine große Bedeutung, weil er einen vorzüglichen und gänzlich ungestörten Einblick in den diluvialen Aufbau der Gegend gewährte und weil zudem tiefergehende Aufschlüsse wenig vorhanden sind. Ich habe mit Genehmigung des Erbauers den Fortgang der Bohrungsarbeiten verfolgen und die Aufeinanderfolge der einzelnen Horizonte genau feststellen können[1]). Das Tiefenprofil ist folgendes:

Über dem Brunnen erhebt sich die Jungmoräne noch 27 m, und wurde im Brunnen selbst, der in einer Höhenlage von 750 m ansetzt, bis zu einer Tiefe von 16 m durchstochen, so daß hier die obere Moräne eine Mächtigkeit von 42 m hat; von 16 mit 20 m wurde sandiger Kies angetroffen, dem von 21 mit

[1]) An dieser Stelle möge es mir gestattet sein, Herrn Universitätsprofessor Schlösser für sein freundliches Entgegenkommen, wodurch er die geologische Beobachtung an seinem Tiefbrunnen ermöglichte, den aufrichtigsten Dank auszusprechen.

31 m die untere Moräne folgte. Unter derselben erwartete ich den Deckenschotter; dieser kam aber noch nicht, statt dessen wurde wieder Kies erbohrt (von 32 mit 55 m); die ersten 10 m war dieser Kies ziemlich rein, dann fanden sich unter den glatten Rollsteinen hin und wieder geschrammte, allmählich gingen die sandigen Bestandteile in lehmige über, enthielten aber auch hier noch einzelne geschrammte Steine. Bei 55 m Tiefe erschien der Deckenschotter in typischer Ausbildung; bei 60 m stieß man auf eine sandig-tonige Einlage von 1,5 m Mächtigkeit, der wieder harte Nagelfluh folgte, bis bei 80 m wieder etwas Ton erschien; hierauf wurde das Bohrloch noch einige Meter in der Nagelfluh weiter getrieben; bei 85 m Tiefe kam neuerdings Sand mit ungeschrammten Rollsteinen, der noch auf 3 m durchstoßen wurde. In einer Tiefe von 88 m stellte man zunächst die Bohrung ein. Über der zweiten Moräne bei 20 m Tiefe fand sich ein erster Wasserhorizont, der jedoch nur ungenügende Wassermengen lieferte, bei 50 m stieß man auf einen zweiten, der bei Weiterführung der Bohrung anfangs sank, sich aber dann in 52,50 m Tiefe konstant erhielt[1]).

Wichtig für unsere Frage ist die zuerst angetroffene Kiesschichte; durch ihr sandig-steiniges Material und vor allem durch ihre Lagerung zwischen der oberen und unteren Moräne erweist sie sich als „unterer Schotter" der Jungmoräne und als Fortsetzung der Schotter von Sachsenkam.

Geht man von der Villa „Schlösser" in östlicher Richtung weiter über Thanried nach Oberwarngau, so kommt man von der oberen Moräne im Allgäu wieder auf die unteren Schotter herab, die sich, genau wie im Isartal, der Bahnlinie entlang aus einer Niederterrasse hervorheben; nördlich von Thanried, am Sträßchen nach Warngau sind sie nochmals aufgeschlossen; östlich der Bahnlinie steigen sie in einer anfangs etwas verwaschenen, bei Warngau aber deutlichen Terrassenstufe wieder aus der Niederterrasse herauf; von Oberwarngau aus gelangt man auf zwei Wegen in die Hochterrasse hinaus:

a) auf der Straße nach Osterwarngau überschreitet man zunächst den Jungendmoränenzug und findet an seinem Ostabhang eine große Kiesgrube, die im Hangenden ca. 3 m Moräne, unter

[1]) Später wurde das Bohrloch noch tiefer getrieben, um noch größere Wassermengen anzutreffen.

ihr in deutlicher Schichtung mit sandig-tonigen Einlagerungen den unteren Schotter aufweist. In unmittelbaren Anschluß an diese Kiesgrube geht es in die Hochterrasse hinaus.

b) auf der Straße nach Holzkirchen marschiert man zuerst über die unteren Schotter am Westrande des Moränenzuges, steigt dann für kurze Zeit in die Niederterrasse hinab, worauf sich die Straße, noch innerhalb der Jungmoränen, wieder auf die Terrasse der unteren Schotter hinaufzieht, und in dieser Höhe geht es horizontal und ohne weitere Unterbrechung in den Außenschotter hinaus.

2. Südlich von Thann sind die unteren Schotter in einem guten Aufschlusse zu sehen; die Kiesgrube liegt genau in der Richtung des im Norden von Sufferloh vorüberziehenden Jung-Endmoränenzuges; die Moräne selbst erhebt sich oberhalb der Kiesgrube und ist bei Sufferloh aufgeschlossen. Das Schotterfeld, dem der Schotter von Thann angehört, zieht nach Norden weiter und ist an der Bahnlinie und nordwestlich von Thann im Wiesengrund in konglomeratischer Ausbildung zu sehen. Beide Aufschlüsse liegen in einer flachen, muldenartigen Vertiefung, über welche die Abschmelzwässer von der Moräne bei Kleinhartpenning herabgekommen und gemeinsam mit den Gewässern von Warngau her durch den Graben bei Marschall, Föching und Fellach in den Teufelsgraben abgeflossen sind. Nördlich von Großhartpenning streichen die Schotter einerseits unter den Jungmoränen, anderseits unter den Altmoränen durch.

3. Nördlich von Dietramszell stehen bei Schöneck die unteren Schotter an; sie sind an der Straße nach Dietramszell herab weiter zu verfolgen und finden sich in einem schönen Aufschluß bei Osten wieder, wo ihre Überlagerung durch die obere Moräne direkt zu sehen ist. Dann verschwinden sie unter der Moräne, sind aber 1,5 km weiter östlich bei Dietenhausen und südlich davon in der Nähe der Straße wieder sichtbar. In allernächster Nähe, westlich und östlich steigen auf ihnen als der gemeinsamen Unterlage die Jungmoränen des Dietenhauser Waldes und die Altmoränen am Hochrain in die Höhe.

4. Am südlichen Gehänge von Linden, d. i. am Rande der Jungmoräne, ist eine große Kiesgrube im unteren Schotter, der in Linden selbst von oberer Moräne bedeckt ist; letztere ist nahe beim Schulhause offen. Der Schotter zieht an der Ostseite des

Moränenzuges nach Norden — im Walde ist noch ein alter Moränenaufschluß — und geht bei Berg in die Hochterrassenschotter über. Östlich von Berg erheben sich auf diesem Schotter die Altmoränen von Berg, westlich die Jungmoränen von Fraashausen. Bei Kolbing vereinigen sich beide Moränen, aber die Straße im Nordosten von Kolbing liegt bereits wieder auf Schotter.

Wie der untere Schotter in die Außenschotter, so geht auch die obere Moräne der Innenzone in die Altmoräne über, wo sich nicht zwischen beide eine Niederterrasse einschiebt. Einen direkten Zusammenhang haben wir an der eben erwähnten Stelle zwischen Berg und Kolbing, bei Endelhausen und Großdingharding, ferner bei Kleinhardpenning und östlich der Straße, die von Oberwarngau nach Einhaus führt.

Die Ansicht, daß sich die unteren Schotter und die oberen Moränen der Innenzone in den Altschottern resp. Altmoränen fortsetzen, hat zur Voraussetzung, daß die Außenmoränen in Beziehung zum Hochterrassenschotter „obere Moränen“ und umgekehrt, daß der Schotter in Beziehung zu den Moränen „unterer Schotter“ ist. Diese notwendige Vorbedingung ließ sich auch als tatsächlich vorhanden erweisen. Die Altmoränen zwischen Mangfall und Schlierach steigen unmittelbar über den Hochterrassenschottern auf und die Überlagerung der Schotter durch die Moräne konnte an mehreren Stellen gut beobachtet werden, z. B. in der Umgegend von Schmerold unter den Moränen am Wackersberg; desgleichen bei Steingau, Bayernrain, Berg, Sauerlach und Arget. Nach Penck (l. c. p. 181) sind sämtliche Altmoränen des Isargletschers „obere Moränen“. „Von Landsberg am Lech bis in die Gegend von Mering bei Augsburg sitzen sie den Hochterrassenschottern auf, . . . und ebenso ist es auf der Ostseite des Gletschers“. Auch bezüglich der Altmoränen zwischen Mangfall und Schlierach finde ich meine Beobachtungen durch Penck bestätigt, indem derselbe p. 135 sagt, „daß sie den Hochterrassen aufgesetzt sind“.

Nachdem nun das gegenseitige Lagerungsverhältnis zwischen den Altmoränen und den Hochterrassenschottern festgestellt ist, wollen wir unseren Blick noch auf die eiszeitlichen Ablagerungen in der Umgebung von Miesbach lenken. (Vgl. Tafel II „die eiszeitlichen Ablagerungen bei Miesbach“.)

Ungefähr 4 km unterhalb Miesbach vereinigt sich die Schlierach mit der Mangfall; beide Flüsse haben sich tief in die Landschaft eingegraben und ihrem Laufe folgen in wechselnder Breite die bereits besprochenen diluvialen Talterrassenschotter. Unter ihnen steigen zu beiden Seiten der zwei Flüsse ältere geschichtete Diluvialschotter herauf. Östlich und westlich der Mangfall sind es die Schotter der sog. Hochterrasse, auf welchen im Westen die Altmoränen von Bernloh-Einhaus, im Osten die Altmoränen von Lichtenau aufsitzen. Im Westen der Schlierach erheben sich aus den Talterrassen die Schotter, auf denen der Miesbacher Friedhof liegt, im Osten die Schotter bei Bergham, welche unter den Moränen von Potzenberg durchstreichend in der Umgebung von Frauenried in guten Aufschlüssen wieder zu sehen sind. Von einem breiten Gürtel oberer Moräne überlagert, ziehen diese Schotter bis an das Ufer des alten Rosenheimersees, d. i. bis nach Aù und Berbling hinüber, nur durch das Leizachtal sind sie in zwei ungleiche Hälften geteilt; sie bilden eine weit ausgedehnte, ziemlich mächtige Schotterdecke und stellen sich als die „unteren Schotter" der Jung-Innmoränen dar.

Um nun die Zusammengehörigkeit dieser einzelnen Moränen- und Schotterfelder festzustellen, habe ich das Profil entworfen. Die Profillinie verläuft an der Südgrenze des Kärtchens; sie beginnt in der Nähe von Mühlweg, etwas südöstlich von Bernloh, zieht von da aus über Wall, Bucher und Lichtenau nach Miesbach und von dort mit einer unbedeutenden Richtungsänderung über Bergham und Frauenried an die Leizach. Die Höhenpunkte habe ich den amtlichen Kartenwerken entnommen, einige wenige, auf den Karten fehlende Höhenangaben habe ich von der nächstgelegenen Markierung aus mittels zuverlässigen Höhenmeß-Instrumentes bestimmt.

Das Profil sagt uns folgendes:

Oberhalb Bergham gehen die Schotter bis etwa 730 m in die Höhe; zu beiden Seiten unterhalb der Moräne von Lichtenau erreichen sie die Höhenlage von 725 resp. 726 m. Westlich der Mangfall treffen wir sie bei Wall in 742 m und bei Mühlweg in 755 m Höhe. Vom östlichen Abfall der Lichtenauer Moräne bis nach Mühlweg steigen also die Schotter um 30 m an. Da die Entfernung zwischen beiden Ortschaften nahezu 5 km beträgt, so treffen auf 1 km Wegstrecke 6 m Steigung oder auf 100 m Weg

0,6 m Steigung, d. h. ungefähr $^1/_2{}^0/_0$. Das ist ein so geringer Betrag, daß man ihn praktisch vernachlässigen darf, ohne einen Fehler zu begehen. Da die Niveauschwankungen im Osten der Schlierach noch geringer als im Westen sind, so kann man sagen: Die obere Grenze der unteren Schotter verläuft in einer Ebene, die nach Westen zu ein ganz leichtes Ansteigen aufweist. Diese „unteren Schotter" sind aber von Bergham an gegen Osten die unteren Schotter der Jungmoränen, westlich der Schlierach aber sind es die sog. Hochterrassen und wir müssen dieselben als identisch, d h. als Teile ein und derselben Schotterdecke auffassen, wie wir ja auch in gleicher Weise bei den diluvialen Talterrassen jene Stufen zu beiden Seiten des Flusses, welche gleiche Höhenlage haben, als identisch und als Teile eines und desselben Schotterfeldes betrachtet haben. Wir haben also hier in den Schottern bei Mühlweg-Wall, bei Bucher-Miesbach (Friedhof) und bei Bergham-Frauenried etc. ein einheitliches Schotterfeld, das sich von den Altmoränen bei Bernloh bis nach Au hinüberzieht und nur geographisch, nicht aber stratigraphisch durch die Talungen der Mangfall, Schlierach und Leizach in einzelne Teile zerschnitten ist; umgekehrt ausgesprochen heißt das: Die unteren Schotter des mächtigen Inngletschers verbreiten sich von Osten her bis an seine Endmoränen bei Miesbach, ziehen unter denselben durch und streichen von da weiter über die Schlierach und Mangfall bis in die Gegend südlich vom Taubenberg, wo sie sich mit den unteren Schottern des Schliersee-Tegernseegletschers verbinden und vielleicht infolge dieser Vereinigung durch Anhäufung von Material den vorhin erwähnten leichten Anstieg des Terrains herbeiführen. Daß wir in den Schottern südlich vom Taubenberg tatsächlich auch Schotter der Innvergletscherung vor uns haben, dürfen wir daraus erkennen, daß in diesen Schottern kristallinische Gesteine relativ häufig vorkommen, während sie in den Schliersee- und Tegernseemoränen außerordentlich sparsam auftreten.

Betrachten wir nun dieses ganze Schotterfeld von Mühlweg über Wall, Miesbach und Frauenried bis hinüber nach Au vom Standpunkte der Penckschen Theorie aus, so werden wir zur Schlußfolgerung gedrängt, daß ein und dieselbe Schotterdecke in ihren östlichen Partien, wo sie die unteren Schotter der Innenzone bildet, einer letzten Eiszeit zugehört, dagegen

in ihren westlichen Partien als untere Schotter der Außenmoränen einer vorletzten Eiszeit zugerechnet werden muß.

Der Widerspruch eines derartigen Ergebnisses liegt offen auf der Hand; denn sind die Moränen zwischen Miesbach und Au Jungmoränen im Sinne Pencks, dann können die Moränen bei Bernloh, sowie zwischen Schlierach und Mangfall keine Altmoränen sein, da ja sonst der Schotter, auf welchen sie liegen, als unterer Schotter der Jungmoränen jünger wäre als sie selbst. Wollen wir uns also nicht in diesen Widerspruch verwickeln, so bleibt uns nichts anderes übrig, als die Penckschen Hochterrassen als Fortsetzung der unteren Schotter der Innenzone und als identisch mit diesen anzusehen. Daraus ergibt sich aber auch von selbst, daß zwischen den Moränen und Schottern der Außen- und Innenzone der von Penck angenommene Altersunterschied zweier verschiedener Eiszeiten nicht vorhanden ist[1]).

[1]) Ich möchte hier nur mit wenigen Worten auf die Verhältnisse bei Traunstein hinweisen. Am rechten Ufer der Traun, gleich unterhalb der Brücke auf der Straße nach Waging steht in einem prachtvollen Steilufer die untere Moräne an; sie ist von einem horizontal geschichteten Schotter überlagert, dessen konglomeratisch verkittete Bänke etwas über die Moräne hervorstehen. Etwa 200 m flußabwärts führt eine kleine Brücke über den Fluß, und gehen wir von dort aus auf dem Sträßchen aufwärts, so gelangen wir an einen großen Aufschluß von teilweise verfestigtem, teilweise lockerem Schotter: es sind die oberen Schichten der Schotterdecke. Noch etwas weiter schreitend befinden wir uns zwischen der Bahnlinie und der Wagingerstraße und sehen, wie über den Schottern sich auf allen Seiten die Moränenhügel erheben: im Norden die Jungmoränen von Ettendorf-Hufschlag mit dem Trenkmoos, dem Ochsenmoos, dem Langmoos und dem großen Demelfilz, im Süden die Altmoränen von Hallabruck und Mairhofen. Westlich der Traun finden wir die Fortsetzung der Nagelfluhbank wieder, wenn wir, zur Stadt zurückkehrend, die untere, auf den Flußalluvionen liegende Straße passiert haben und zum eigentlichen Stadtplatz emporsteigen; sie stehen zu unserer Linken in der gleichen Höhe wie am Steilufer des Flusses an. Vom Stadtplatz bis zum Bahnhofe gehen wir über diesen Schottern fort, erst außerhalb des Bahnhofes erheben sich über ihnen wieder die Moränen. Auf ein und derselben, nur von der Traun durchschnittenen Schotterplatte liegen alle oberen Moränen in der nächsten Umgebung von Traunstein. Die Verhältnisse sind dort genau dieselben wie an der Isar bei Tölz: eine untere Moräne, eine obere Moräne und zwischen beiden der trennende ältere Schotter, nur ist bei Traunstein — an dieser Stelle — die Konglomeratbildung weiter fortgeschritten als bei Tölz. Wenn nun Penck diese oberen Moränen zeitlich voneinanderscheidet, indem er sie teilweise einer letzten, teilweise einer vorletzten Eiszeit zurechnet, so will ich

ad 4. Schwierigkeiten gegen die Penckschе Theorie.

Ein weiterer Grund, der mich veranlaßt hat, die beiden letzten Eiszeiten Pencks in eine einzige zusammen zu legen, ist dieser, daß eine Anzahl theoretischer Schwierigkeiten, welche sich aus der Trennung ergeben, durch Zusammenfassung in eine einheitliche Eiszeit hinwegfallen.

Eine solche Schwierigkeit liegt vor allem in der Frage nach dem Material einer vorletzten Eiszeit auf dem Gebiete der letzten Vereisung. Unter dem Titel „Altmoränen im Bereiche der Jungmoränen" schreibt Penck (l. c. p. 420): „Die Moränen, welche innerhalb des Gebietes der Jung-Endmoränen zutage treten, rechnen wir zur Würmvergletscherung" (d. i. zur letzten Eiszeit); einzelne Ausnahmen von dieser allgemeinen Regel läßt er jedoch zu. Was er nun von den Moränen sagt, das muß natürlich auch von jenen fluvioglazialen Bildungen gelten, die in ursächlichen Zusammenhang mit jenen Moränen gebracht werden, nämlich von den Bändertonen, den Sand- und Kieslagern; und da letztere samt ihren Moränen beinahe die Gesamtmasse aller diluvialen Ablagerungen auf dem Gebiete der inneren Zone ausmachen — es kommen nur noch die oben erwähnten einzelnen und ganz unbedeutenden Ausnahmen von der Penckschen Regel dazu — so folgt daraus, daß eben, abgesehen von diesen Ausnahmen, das gesamte diluviale Material innerhalb der Jung-Endmoränen der letzten Eiszeit zuzurechnen ist. Dieser Schlußfolgerung entsprechen auch die Penckschen Darlegungen und geologischen Karten in seinem neuen Werke: „Die Alpen im Eiszeitalter". Seine Ansicht begründet Penck mit den Worten: „Wir halten es nicht für möglich, daß sich die Moränen einer älteren Vergletscherung im Ablagerungsgebiete einer jüngeren in ausgedehntem Maße oberflächlich erhalten". Da nun diese Anschauung Pencks von weittragender und geradezu grundlegender Bedeutung für seine Glazialtheorie ist, und er selbst ohne nähere Beleuchtung dieser Unmöglichkeit rasch darüber hinweggeht, als wäre das eine Sache, die sich ganz von selbst versteht, so müssen wir notwendigerweise jene Faktoren

---

ihm hierin nicht folgen, weil ich eine solche Trennung nicht für notwendig erachte. (Vgl. die Penecksche Karte des Inn- und Salzachgletschers in „Alpen im Eiszeitalter" Seite 129).

näher ins Auge fassen, durch deren Tätigkeit das Material der vorletzten Eiszeit über die Grenzen der letzten hinausgeschafft worden ist; denn es unterliegt ja doch keinem Zweifel, daß die Gletscher der vorletzten Eiszeit ebenso über die Gegend weggezogen sind, wie die der letzten, also das ganze Land von den Alpen an bis an ihre Endmoränen hinaus bedeckt haben, und weil gleiche Ursachen auch gleiche Wirkungen haben, so werden wir dem Schlusse nicht entgehen können, daß unmittelbar nach der vorletzten Eiszeit die Schotter und Moränen derselben ebenso über das ganze Vereisungsgebiet verbreitet waren, wie dieses bei den Schottern und Moränen der letzten Eiszeit auf deren Gebiet heutzutage der Fall ist. Diese Schlußfolgerung stellt uns aber ohne weiteres vor die Alternative: Entweder ist innerhalb des Gürtels der Jung-Endmoränen das Material der vorletzten Vereisung noch ganz oder doch teilweise vorhanden, oder es ist, wie Penck behauptet, vollständig daraus verschwunden. Die von ihm zugelassenen Ausnahmen kommen ja wegen ihrer geringen Anzahl und unbedeutenden Ausdehnung nicht in Betracht. Ist nun ersteres der Fall, d. h. sind noch namhafte Massen alten Materials vorhanden, dann ist die Theorie Pencks unrichtig, ist jedoch das zweite der Fall, d. h. ist alles Alte verschwunden, dann müssen sich die Ursachen dieses Verschwindens finden lassen.

Bei der Untersuchung dieser Angelegenheit stelle ich mich vorläufig auf den Standpunkt Pencks, indem ich annehme, es sei alles alte Material aus dem Bereiche der letzten Eiszeit verschwunden, und nun frage ich: Wer hat es fortgeführt? Es kommen hier meines Erachtens drei Faktoren in Betracht, nämlich

1. die Interglazialerosion, d. i. die gewöhnliche Erosion zwischen den beiden Eiszeiten;

2. die Erosion der letzten Eiszeit, die sich in zweifacher Form kundgibt, nämlich als Erosion des Gletschereises und als Erosion der dem Gletschereis entströmenden Abschmelzwässer,

3. die postglaziale Erosion vom Schlusse der letzten Eiszeit bis zur Gegenwart.

Sollten diese drei Faktoren nicht imstande gewesen sein, das glaziale Material der vorletzten Vereisung aus dem Bereiche der letzten Eiszeit zu entfernen, dann wüßte ich tatsächlich keine weiteren Kräfte mehr, die ich zu dieser Arbeitsleistung

heranziehen könnte; ich will also die genannten Punkte der Reihe nach durchsprechen.

1. Interglazialerosion.

Daß die gewöhnliche Erosion, gleichviel in welcher Weise sie wirkt, innerhalb langer geologischer Zeiträume große Veränderung in einer Landschaft hervorbringen, speziell große Massen von Material flußabwärts führen und aus der Gegend fortschaffen kann, ist allgemein anerkannt. Da wir nun für die absolute Zeitdauer des letzten Interglaziale kein gesichertes Maß und deshalb auch keine Kenntnis besitzen, die über die Grenze einer mehr oder minder gut begründeten Vermutung hinausgeht[1]), so können wir diese Zeitdauer vorläufig beliebig lang

[1]) Nicht ohne Absicht habe ich hier das Wort: „gut begründete Vermutung" gewählt, weil ich glaube, daß ich mit demselben den gegenwärtigen wissenschaftlichen Standpunkt in dieser Frage in geeigneter Weise zum Ausdruck bringen kann. Mit dem Worte „gut begründet" soll gesagt sein, daß die bisherigen Versuche, für geologische Zeiträume auch die absolute Zeitdauer zu ermitteln, keineswegs als bloße Spielereien oder als völlig wertlose Bemühungen angesehen werden dürfen, sondern daß uns dieselben in der Tat bis zu einem gewissen Grade zu chronologischen Schlußfolgerungen berechtigen. Mit dem Worte „Vermutungen" soll aber gesagt sein, daß diese Schlußfolgerungen noch nicht den Wert völlig gesicherter Wahrheiten oder unanfechtbarer Beweise besitzen; denn diese Schlußfolgerungen leiden ausnahmslos an dem fundamentalen Mangel, daß sie auf der Grundlage der jetzt stattfindenden geologischen Vorgänge aufgebaut sind. Es ist aber nicht sicher, ja aus manchen Gründen nicht einmal recht wahrscheinlich, daß sich diese Vorgänge in früheren geologischen Perioden in gleicher Zeitdauer, wie jetzt, abgespielt haben. Es ist notwendig, daß hin und wieder auf die Unzulänglichkeit und Mangelhaftigkeit der einschlägigen Untersuchungsmethoden und ihrer Grundlagen und auf die Unsicherheit der sich aus solchen Untersuchungen ergebenden Zahlen hingewiesen wird; so kann man vielleicht der Gefahr vorbeugen, daß sich bei manchen Menschen irrtümliche Ansichten bilden, wenn sie hören oder lesen, wie manchmal in öffentlichen Vorträgen oder in sog. populär-wissenschaftlichen Büchern das Alter der Eiszeit u. s. w. mit allzu kühner Bestimmtheit auf so und soviele Jahrtausende angegeben wird. Auf die gewiß auch für den Fachgeologen wichtige, aber, wie es scheint, gerade die Laien in erster Linie interessierende Frage nach der absoluten Zeitdauer dieser oder jener geologischen Vorgänge haben wir, wenn anders wir uns nicht einem unwissenschaftlichen Sanguinismus hingeben, sondern auf dem Boden gesicherter Erkenntnis stehen bleiben wollen, vorläufig nur die eine Antwort: alles, was wir in dieser Beziehung bisher wissen, geht nicht über gut begründete Vermutungen hinaus. Die am besten begründete und heutzutage wohl von allen Fachmännern angenommene Ansicht bezüglich der Zeit scheint die zu sein, daß die einzelnen geologischen Epochen der Vorzeit im Vergleiche zum kurzen Menschenleben, ja

ansetzen und so wäre es wohl denkbar, daß die Interglazialerosion alle Moränen und alle Schotter der vorletzten Eiszeit aus dem Gebiete der letzten fortgeführt hätte, bevor noch diese begonnen hat. Die tatsächlichen Befunde aber gestatten uns nicht, diesen Schluß von der Möglichkeit auf die Wirklichkeit zu ziehen. Wenn wir nämlich sehen, daß sich ein Gürtel von Altmoränen um die Jungmoränen herumschlingt und zwar in engem Anschluß an dieselben, so ist es schwer zu erklären, wie die Erosion das alte Material genau bis zum Rande der Jung-Endmoränen hinaus hätte entfernen, aber unmittelbar außerhalb derselben hätte stehen lassen sollen; denn der Innenrand der Altmoränen, der wegen des engen Anschlusses identisch ist mit dem Außenrande der Jungmoränen, bildet eben nicht eine gerade Linie, die parallel mit dem Gebirge, also in gleicher Entfernung mit demselben verläuft, sondern dieser Rand tritt manchmal ganz an das Gebirge heran, wie in der Nähe von Kempten und am Tegernsee, bald aber entfernt er sich wieder sehr weit von demselben, wie nördlich vom Ammersee und nördlich vom alten Rosenheimersee, wo er bis Wildenroth resp. Haag vordringt. Also sollte innerhalb dieser Bögen die letzte Interglazialzeit alles Material der vorletzten Eiszeit fortgeschafft haben, während sie es zwischen ihnen, z. B. bei Traunstein und Trostberg und bei Miesbach liegen ließ. Hierfür einen stichhaltigen Grund zu finden, scheint doch sehr schwer zu sein. Zieht man weiterhin in Betracht, daß die Grenzen der beiden Vereisungen gegeneinander nicht bloß im großen und ganzen, sondern sogar bis in die kleinsten Winkel hinein sich vollständig decken, wie es die Karte Pencks bei Schäftlarn, zwischen Kaufbeuren und Schongau, sowie südlich von Obergünzburg ausweist, und hält man dabei den Gedanken fest, daß innerhalb der Jung-Endmoränen alles alte Material durch die Interglazialerosion entfernt worden sei, so heißt dieses: Die Gletscher der letzten Eiszeit sind auf der ganzen Linie, selbst bis in die kleinsten Winkel hinein genau

selbst im Vergleiche zur ganzen bisher bekannten historischen Zeit außerordentlich lange gedauert haben. Aber auch diese Ansicht ruht in ihrem letzten Grunde wieder auf einer anderen, daß nämlich in der Vorzeit die Umformung der Erdoberfläche und die Entwicklung der Organismen in ähnlich langsamer und ruhiger Weise vor sich gegangen ist wie in der Jetztzeit. Recht viel Sicheres über diese Dinge weiß man aber noch nicht.

soweit nach Norden vorgerückt, als das vorausgehende Interglaziale das alte Material beseitigt hat. Dieser Satz ist aus zwei Gründen abzuweisen. Fürs erste nämlich sind Interglazialerosion und Ausdehnung der folgenden Vergletscherung zwei voneinander gänzlich unabhängige Faktoren und wenn die Grenzen der Wirksamkeit dieser beiden ganz verschiedenen Naturerscheinungen so vollständig zusammenfallen würden, wie es eben geschildert wurde, so wäre dieses ohne Zweifel ein derartig merkwürdiger Zufall, daß man wohl keinem Menschen vernünftigerweise zumuten kann, an einen solchen Zufall zu glauben.

Fürs zweite sprechen auch die orographischen Verhältnisse an der gemeinsamen Grenze der Alt- und Jungmoränen dagegen. Bestünde der Altmoränengürtel aus einem hochaufragenden Gebirgskamm von hartem, widerstandsfähigem Gestein, so könnte man vielleicht denken, er habe sich dem weiteren Vordringen des letzten Eises mächtig entgegengestemmt und so den Weitermarsch der Eismassen gewaltsam aufgehalten. Das ist aber nicht so. Wo nicht zufällig konglomeratische Verfestigung vorhanden ist, besteht das Material der Altmoränen, genau wie das der Jungmoränen, aus relativ weichen, nachgiebigen Massen und seine Erhebungen sind in der Regel niedriger als die Höhenzüge der anstoßenden Jungmoränen. Betrachtet man von einer Altmoräne aus die Endmoränenzüge der jungen Vereisung, so wird man kaum auf den Gedanken verfallen, daß die Außenmoränen das weitere Vordringen des letzten Eisstromes hätten aufhalten können. Der Einwand, daß damals die Altmoränen noch höher waren als jetzt, ist dem Inhalte nach wohl richtig, aber als Einwand wertlos, weil ja damals auch die Jungmoränen entsprechend höher gewesen sind.

Aus dem Gesagten darf man ohne Bedenken den Schluß ziehen, daß das Interglaziale nicht imstande war, das alte Material vollständig wegzuräumen. Im Gegenteile, wir haben sogar Grund genug zur Annahme, daß es dasselbe nur zum geringeren Teile fortgeführt hat. Betrachtet man die massenhafte Erhaltung der Altmoränen und Schotter, welche das letzte Vergletscherungsgebiet des Inn- und Salzachgletschers umlagern, betrachtet man ferner die mächtigen, ausgedehnten Schotterfelder, die sich an der Iller und am Lech zwischen den Deckenschotterplatten in vorzüglicher Güte, wenn auch mit starker Oberflächen-

verwitterung, erhalten haben und erinnert man sich dabei, daß diese nicht bloß der Erosion des Interglaziale, sondern auch der gleichen Erosion während der folgenden letzten Eiszeit, ja auch der der gesamten Nacheiszeit bis auf unsere Tage ausgesetzt waren und gleichwohl noch erhalten sind, so kann man unmöglich denken, daß die Interglazialerosion für sich allein innerhalb der Jung-Endmoränen das zustande bringen konnte, was sie im Verein mit der Erosion der gesamten späteren Zeit unmittelbar außerhalb der letzten Vergletscherung nicht fertig brachte.

Wir müssen also annehmen, daß beim Beginn der letzten Eiszeit das Material der vorletzten innerhalb der Jung-Endmoränen größtenteils noch vorhanden war. Aber vielleicht hat die letzte Eiszeit fortgesetzt und vollendet, was das vorausgehende Interglaziale begonnen!

2. Erosionswirkung der letzten Eiszeit.

Diese äußert sich, wie bereits erwähnt, als Erosion durch das vordringende Gletschereis und als Erosion der dem Eise entströmenden Abschmelzwässer.

a) Erosion durch den Gletscher.

Die Frage, ob das Gletschereis das alte Material aus der Innenzone weggeräumt hat, kann in befriedigender Weise natürlich erst dann beantwortet werden, wenn die ihr zugrunde liegende Vorfrage, ob nämlich der Gletscher überhaupt erodierend wirkt oder nicht, endgültig gelöst ist. Noch herrscht hierin nicht die wünschenswerte Klarheit und die Ansichten der Fachmänner gehen immer noch weit auseinander. Die von vielen festgehaltene Anschauung, daß das Gletschereis eine stark erodierende Wirkung ausübe, ist immer noch nicht einwandfrei bewiesen und auch Penck hat, obwohl er in seinem letzten großen Werke von der Erosionstheorie einen ziemlich ausgiebigen Gebrauch im bejahenden Sinne macht, einen allgemein gültigen Beweis für dieselbe nicht gebracht[1]). Deshalb glaubte ich einen berechtigten Vorwurf nicht fürchten zu müssen, wenn ich mich ohne weiteres auf die Seite jener Geologen stellen würde, welche eine tiefgehende Erosion durch das Gletschereis verneinen und wenn ich von

[1]) Erosionswirkungen in geringerem Grade und von beschränkter Ausdehnung sind durch Gletscherschliffe etc. genügend bewiesen und könnten wohl auch ohne direkte Beweise zugestanden werden.

diesem Standpunkte aus die Vermutung, es möchte der Gletscher das alte, in Frage stehende Material fortgeräumt haben, abweisen würde. Damit aber wäre unserm Zwecke nichts gedient, denn wenn man immer wieder auf dem alten, unsicheren Boden stehen bleibt, kommt man nicht vorwärts. Daher habe ich es versucht, der Gletscher-Erosionsfrage auf einem, wie es scheint, bisher noch wenig betretenen Wege beizukommen; dieser Weg führt mich über die „unteren Schotter"; ich lege dabei meinem Gedankengang jene Anschauungen über die Glazialvorgänge zugrunde, wie sie gegenwärtig von den Geologen angenommen sind und wie sie speziell von Penck in seinen „Alpen im Eiszeitalter" genau erläutert werden, nämlich: Während der Gletscher aus den Bergen heraustritt, schmilzt er teilweise an seiner Stirnseite ab, die Schmelzwässer nehmen einen Teil des vom Gletscher mitgeführten Moränenmaterials mit sich fort, waschen dasselbe durch und lagern es vor dem Gletscher in Form von Schotterfeldern wieder ab; der allmählich nachrückende Gletscher schreitet nun auf diesen Schottern fort, bis er definitiv zum Stillstande kommt; dann schmilzt alles Eis ab und das noch übrige Moränenmaterial bleibt auf dem Schotterfelde liegen; somit ist der Schotter unter der Moräne und heißt deswegen „unterer Schotter". Die weiteren Bildungen, die beim Rückzug des Eises stattfinden, haben für unsere Frage kein Interesse, da ja nur dem vorwärts marschierenden Eise Erosionsgewalt zugeschrieben wird. Der springende Punkt meiner folgenden Beweisführung liegt darin, daß sich der vorwärtsgehende Gletscher auf oder über den unteren Schottern fortbewegt. Ist nun dieses der Fall, so hat sich ja, wie leicht einzusehen ist, zwischen dem Gletschereis, das erodieren soll, und dem älteren Boden, der erodiert werden soll, eine geologische Zwischenschicht eingelagert, nämlich dieser untere Schotter, und es ist wiederum leicht zu begreifen, daß der Gletscher den älteren Boden nicht einmal berühren, geschweige denn erodieren kann, so lange die trennende Zwischenschicht vorhanden ist. Nun ist dieser untere Schotter von Anfang an nicht überall abgelagert worden; an manchen Stellen jedoch wird er wohl gebildet, aber vielleicht noch vor der Ankunft des allmählich nachrückenden Gletschers wieder weggeschwemmt worden sein, ein Fall, der kaum nachgewiesen werden kann, aber doch denkbar ist; an vielen anderen Stellen

ist er sicher zur Eiszeit vorhanden gewesen, ist aber später der postglazialen Erosion zum Opfer gefallen; an allen jenen Stellen jedoch, wo er jetzt noch vorhanden ist, haben wir den Beweis: 1. daß er sich hier überhaupt abgelagert hat, denn sonst wäre er ja nicht da, und 2. daß er nach seiner Ablagerung nicht mehr entfernt worden ist, denn sonst wäre er nicht mehr da. Da nun gemäß meiner oben geschilderten Voraussetzung der Gletscher über ihn hinweggegangen ist, so konnte das Eis an dieser Stelle den älteren Boden nicht erodieren. Damit bekomme ich folgenden wichtigen Satz: Überall dort, wo jetzt noch unterer Schotter liegt, kann von einer Erosion des älteren Bodens durch jenen Gletscher, von welchem der Schotter stammt, keine Rede sein. Nun wurde bereits nachgewiesen, daß der untere Schotter über das ganze Gletschergebiet verbreitet ist und nur an wenigen Stellen fehlt, wo er sich wahrscheinlich überhaupt nicht bildete, und an einigen anderen Stellen, wo er aber erst durch spätere Erosion entfernt wurde. Diese Tatsache zwingt uns zu dem Schlusse, daß eine Erosion des älteren Bodens durch das Gletschereis auf dem ganzen Vereisungsgebiete mit einigen ganz lokalen Ausnahmen nicht stattgefunden hat, und deshalb müssen wir den Gedanken, der Gletscher habe das Material der vorletzten Eiszeit aus dem Bereiche der letzten weggeführt, mit aller Entschiedenheit zurückweisen. Es darf aber aus diesem Resultate keineswegs die Schlußfolgerung gezogen werden, daß dem Gletschereise die Erosionsfähigkeit gänzlich abzusprechen sei. Denn es handelt sich hier nur um eine starke Erosion in die Tiefe. Eine solche Tiefenerosion in bedeutendem Grade, eine „Aushobelung" des Bodens z. B. zur Bildung von Seewannen, eine starke Übertiefung der Täler bei felsigem Boden und ähnliches konnte das Gletschereis nicht bewirken. Das beweisen uns sicher und klar die noch vorhandenen unteren Schotter. Denn wenn die Erosionsgewalt des Eises an diesem lockeren Material schon so gering ist, dann muß sie wohl an hartem Gesteine noch geringer sein [1]).

[1]) Neumayr macht (I, p. 522) bei Besprechung der Seeerosion durch die Gletscher auf eine Beobachtung des französischen Geologen Alphonse Favre aufmerksam, daß nämlich „der Rhonegletscher bei seinem Austritte aus dem Genfersee über lose Gerölllager wegging, ohne dieselben zu zerstören, und zwar an einem Orte, wo er nach den Voraussetzungen der Theorie in lebhafter

Diese Sätze gelten aber zunächst nur von der voralpinen Landschaft, dem Hauptablagerungsgebiete der unteren Schotter. Im Gebirge scheinen die Verhältnisse anders zu liegen. Faßt man nämlich die Erosionskraft des Gletschers vom rein physikalisch-mechanischen Standpunkt aus auf, so ist sie, wie jede andere Kraft, das Produkt von Masse und Bewegung, also von der Menge des Eises und seiner Bewegungsgeschwindigkeit; da aber letztere vom Gefälle der Gletscherstraße zwar nicht gerade abhängig ist, aber sicherlich beeinflußt wird, und zwar im positiven Sinne, so wird unter sonst gleichen Umständen die Gletscherbewegung in einem steil abfallenden Alpental größer sein, als im stark verflachten Vorlande. Ist überdies der Gletscher in ein relativ enges Tal eingezwängt, so liegt über jedem Quadratmeter eine höhere und darum schwerere Eissäule als auf dem Flachlande, wo der Gletscher sich ausbreiten kann. Deshalb dürfen wir wohl im allgemeinen die Ansicht festhalten, daß die erodierende Kraft des Gletschers im Gebirge größer gewesen ist, als im Vorlande[1]). Ob sie aber imstande war, das Material einer älteren

---

erodierender Tätigkeit war. Denn da nach übereinstimmender Ansicht der Spiegel des Genfersees 70—80 m höher lag als heute, so befanden sich jene Stellen noch im Bereiche des Seebeckens und wir kämen dadurch zu dem seltsamen Resultate, daß derselbe Gletscher in demselben Becken im Westen die härtesten Gesteine zerstörte, im Osten aber sich samt seiner Grundmoräne über lose Kieslager aufwärts schob, ohne dieselben zu verletzen".

Penck gibt von dieser Lokalität auf Seite 562 eine genauere Beschreibung und erwähnt besonders die gute horizontale Schichtung der Schotter und ihre Überlagerung durch die Moräne; ferner dieses, daß der Schotter hin und wieder geschrammte Gesteine enthält. Das alles weist ziemlich sicher auf die unteren Schotter der Innenzone. Doch ist für unsere Frage die geologische Stellung dieser Schotter gleichgültig. Der für uns wichtige Kern der ganzen Sache besteht darin, daß der Gletscher über lockeren Schotter hinwegging, ohne ihn zu zerstören.

In bezug auf diese Hauptsache decken sich die vorstehenden Ausführungen des Verfassers mit den Beobachtungen Favres.

Der oben dargelegte Beweis für die geringe Erosionsfähigkeit des Gletschereises bezieht sich zunächst nur auf die Innenzone der Vergletscherung, er gilt aber selbstverständlich auch für die Außenzone. Denn auch hier ging das Eis über die unteren Schotter — die Penckschen Hochterrassen — hinweg, ohne sie zu zerstören.

[1]) Manche Beobachtungen scheinen dafür zu sprechen, daß die stärkere Erosion im Gebirge nicht so fast nach der Tiefe als vielmehr nach der Seite ging; dementsprechend wäre die Verbreiterung des Tales mehr als dessen Ver-

Eiszeit aus den Alpentälern hinaus zu arbeiten, das läßt sich weder allgemein bejahen, noch allgemein verneinen, muß vielmehr von Lokalität zu Lokalität, von Tal zu Tal untersucht und entschieden werden. Im Isartale war sie aber nicht so groß. Südlich von Tölz, etwa 50 km bergeinwärts (dem Tale entlang gemessen) liegt zwischen Krien und Mittenwald älterer Schotter und Seekreide; sie bedecken eine Fläche von ca. 17 qkm. Der Kreideton wurde früher in großen Gruben abgebaut, die mitten in der Zugstraße des Isargletschers liegen. Das über Schotter und Kreide hinwegschreitende Gletschereis hat sie nicht weggenommen. Der Seefelderpaß liegt in einer Höhe von 1180 m, Krien liegt 856 m hoch, das zwischen beiden liegende Mittenwald 912 m. Die Entfernung zwischen Seefeld und Krien beträgt in der Talrichtung 20 km, und der Höhenunterschied 324 m; daraus berechnet sich für die Strecke Seefeld-Krien das mittlere Gefälle zu ca. 1,7 %. Dieses Gefälle reichte also noch nicht aus, um dem Gletscher eine solche Schnelligkeit zu verleihen, daß er die Kraft hatte, das unter ihm liegende Material zu entfernen; andere Gletscher gehen nun viel weiter ins Hochgebirge zurück und ihre Firnfelder liegen demgemäß viel höher, als die Abzweigungsstelle des Isargletschers bei Seefeld. Sie haben daher wenigstens in ihrem oberen Verlauf ein stärkeres Gefälle und der Wert des Produktes aus Masse und Geschwindigkeit könnte deshalb auch ein größerer sein. Leider wird sich in vielen Fällen der andere Faktor, d. i. die Masse, verkleinern, nämlich bei jenen Gletschern, die auf ihrem Laufe Seitengletscher aufnehmen, da ja die Eismassen der letzteren in dem Maße ausgeschaltet werden, je weiter man zum Firnfelde des Hauptgletschers vorrückt.

Der Kraftverlust, der durch eine solche Ausschaltung herbeigeführt wird, findet aber einen, wie es scheint, sehr ausgiebigen Ersatz durch den Einfluß des dritten Faktors, den wir bei Beurteilung und Abschätzung der Gesamterosionswirkung berücksichtigen müssen, nämlich durch die Zeitdauer der Erosion. In Form einer absoluten Zahl von Jahrhunderten oder Jahrtausenden können wir freilich diese Zeit jetzt noch nicht an-

tiefung dem Gletscher zuzuschreiben. Ohne Zweifel entstammt der weitaus größte Teil der Glazialgeschiebe den Talwänden, und nur der geringere der Talsohle.

geben, aber wir können doch schon die Erosionsdauer im Hochgebirge mit der im Flachlande wenigstens im allgemeinen vergleichen, und eine einfache Überlegung sagt uns, daß die Erosion durch die Gletscher dort länger gedauert haben müsse, als hier. Jede Stelle innerhalb eines Gletschergebietes war eben so lange der Erosionswirkung ausgesetzt, als die Eismassen über sie hinweg gingen. Da nun die Gletscherbewegung vom Firnfelde aus ihren Anfang genommen, und von dort aus durch beständigen Eisnachschub im Gange erhalten wurde, so ergibt sich ohne weiteres, daß über jene Stelle, die unmittelbar unterhalb des Firnfeldes liegt, die Gesamtmasse des dem Firnfelde entströmenden Eises hinweg geschoben wurde. Somit war diese Stelle während der ganzen Zeit der Gletscherwanderung, d. i. von ihrem Beginne an bis zu ihrem definitiven Stillstande der Erosion preisgegeben; desgleichen finden wir, daß das Randgebiet der Vergletscherung so lange von der Erosion verschont blieb, bis das Eis dort anlangte, d. h. also, während der ganzen Zeit, die der Gletscher brauchte, um von seinem Firnfelde aus die Grenze seines Vereisungsgebietes zu erreichen. Nehmen wir beispielsweise an, der Loisachgletscher sei 1000 Jahre lang auf dem Wege gewesen, bis er vom Seefelderpasse aus über den Ammersee die Gegend am Haspelmoor erreichte, so hatte der Seefelderpaß bereits 1000 Jahre lang unter der Erosion zu leiden, bis die Haspelmoorgegend von ihr angegriffen wurde.

Aus dem Gesagten ergibt sich der allgemeine Satz: Je weiter eine beliebige Stelle innerhalb eines Gletschergebietes vom Firnfelde des Gletschers entfernt ist, desto kürzere Zeit war sie der Erosion durch den Gletscher ausgesetzt, dagegen wurde sie um so länger erodiert, je näher sie dem Firnfelde liegt[1]). Somit dauerte die Gletschererosion im Gebirge länger als im Vorlande und im zentralen Hochgebirge wieder länger als in den randlichen Vorbergen. Ist aber dieses so, dann müssen allenfallsige Erosionswirkungen der Gletscher im Hochgebirge in großer Anzahl und wohl auch in großer Stärke aufgetreten sein. Eine Bestätigung für die Richtigkeit dieser meiner Schlußfolgerung glaube ich

[1]) Dieser Satz gilt zunächst nur bei gleichmäßiger Vorwärtsbewegung des Eises. Schwankungen in der Vorwärtsbewegung führen zu Ausnahmen von obiger Regel.

darin zu finden, daß jene Oberflächengebilde, welche die Anhänger einer intensiven Gletschererosion mit gutem Grunde als Beweis für ihre Theorie in Anspruch nehmen, zwar nicht gerade ausnahmslos, aber doch vorherrschend im Hochgebirge liegen.

In einem der letzten Hefte des vorigen Jahrgangs der „Naturwissenschaftlichen Wochenschrift" (Neue Folge, VIII. Bd. p. 785) hat Prof. Dr. Ed. Brückner unter dem Titel: „Die glazialen Züge im Antlitze der Alpen" einen sehr lehrreichen Artikel veröffentlicht, in welchem er verschiedene Erosionswirkungen des Gletschereises bespricht. In der stufenförmigen Ausbildung der Alpentäler, in der Absperrung der einzelnen Stufen durch felsige Querriegel, in den vielfach noch vorhandenen, teilweise auch ausgetrockneten Seen auf diesen Stufen, ferner in der Übertiefung der Haupttäler gegenüber den in sie einmündenden Nebentälern, und in der Tatsache, daß alle diese Erscheinungen nur in jenen Gebieten der Alpen zu beobachten sind, die früher vergletschert waren, während sie in den niemals vergletscherten Teilen des Gebirges gänzlich fehlen, erkennt Brückner einen sicheren Beweis für eine kräftige Erosionstätigkeit der Gletscher. Einen Versuch, die genannten Erscheinungen als Wasserwirkung zu erklären, weist Brückner zurück, indem er darauf aufmerksam macht, daß das Wasser an diesen Bildungen nicht aufbauend, sondern im Gegenteile, zerstörend wirkt. Da nun die Örtlichkeiten, an welchen Brückner seine diesbezüglichen Beobachtungen gemacht hat, im Hochgebirge liegen, nämlich am Fuße der Stubaier- und Aargletscher, so scheint für diese Gegenden die Tatsächlichkeit und damit für das übrige Hochgebirge wenigstens die Möglichkeit einer so kräftigen Gletschererosion bewiesen zu sein, daß sie wohl zur Wegräumung allenfalls vorhandenen alten Glazialgeschiebes hingereicht hätte.

Fasse ich nun das Resultat meiner Untersuchung über Gletschererosion in bezug auf unsere Frage kurz zusammen, so muß ich sagen: Das Vorhandensein der unteren Schotter im Gebirge und vor allem deren ausgedehnte Verbreitung in der voralpinen Landschaft beweist mit voller Sicherheit, daß die Gletscher der letzten Eiszeit den älteren Boden auf weite Strecken überhaupt nicht berühren und somit auch sein Material nicht aus dem Gebiete ihrer Vereisung haben hinausführen können.

b) Erosion durch die dem Gletschereise entströmenden Abschmelzwässer.

Wenn ich die erodierende Wirkung analysiere, welche die dem Gletschereise entströmenden Abschmelzwässer auf das Material der alten Eiszeit ausübten, so komme ich ebenso, wie bei der Betrachtung der Eiserosion, zu einem negativen Resultat. Ich muß jedoch hier vorerst eine Scheidung treffen. Da nämlich der Gletscher sowohl bei seinem Vormarsche, als auch bei seinem Rückgang abschmilzt, so haben wir zwei solche zeitlich getrennte Abschmelzströme: der erste tritt auf, während die Vergletscherung vorwärts schreitet, der letztere erst, wenn sie ihren Höhepunkt überschritten hat. Sobald also das Eis seine weiteste Ausdehnung erreicht hat, fängt der erste der beiden Ströme an in den zweiten überzugehen.

Was nun die Frage anlangt, ob der dem letzten Eise voraus eilende Wasserstrom das alte Material fortgeschafft hat, so ist vor allem festzuhalten, daß dieses, wenn es ja geschehen ist, unbedingt vor Ablagerung der durch diesen Strom herbeigeführten „unteren Schotter" stattfinden mußte. Denn lagen diese einmal fest, so wäre die Erosion des unter ihnen noch vorhandenen alten Materials nur möglich gewesen, wenn eben vorher diese Schotter wieder entfernt worden wären. Der Fall läge also hier gerade so, wie bei der vorhin besprochenen Erosion durch das Eis selbst. Ich muß daher bei Beantwortung meiner Frage auf jene Zeit zurückgehen, welche der Bildung der unteren Schotter noch vorausgeht, die also zwischen dem Beginn der letzten Eiszeit und der Bildung der Schotter liegt; daher kann meine Frage nur lauten: Waren während der genannten Zeit die Abschmelzwässer des Eises zur fraglichen Arbeitsleistung kräftig genug oder nicht?

Die Antwort auf diese Frage gründet sich wiederum auf die Existenz der unteren Schotter und ergibt sich aus folgenden Erwägungen. Da das Abschmelzen des vorrückenden Eises naturgemäß nur allmählich und zwar im Verhältnis des mehr und mehr anwachsenden Eisstromes zunehmen konnte, so ist es klar, daß die sich durch das Abschmelzen ergebenden Wassermassen nicht auf einmal und sozusagen über Nacht in ihrer vollen Kraft auftreten konnten, sondern sie haben sich von der Stärke der interglazialen Gletscherbäche allmählich bis zur vollen Gewalt

der glazialen Ströme entwickelt. Das ergibt sich schon daraus, daß der Gletscher von seinem Firnfelde bis zum Rand des Gebirges meist in ein verhältnismäßig enges Tal eingezwängt war und deshalb den Atmosphärilien nur eine geringe Oberfläche und somit nur eine recht beschränkte Angriffsfläche darbot; sobald er aber aus dem Gebirge heraustrat und anfing sich zu verbreitern, mußte notwendig in dem Maße, als seine Oberfläche größer wurde, auch die Masse des Abschmelzwassers anwachsen. Also sind diese Gewässer anfangs klein gewesen und langsam größer und damit auch kräftiger geworden. Nachdem sie nun so stark geworden waren, daß sie das Material der unteren Schotter in Bewegung setzen konnten, haben sie es eine Strecke weit fortgeführt; dann aber erlahmte ihre Kraft, sie mußten es wieder liegen lassen: so bildeten sich diese Schotterfelder. Nun ziehe ich den Schluß: Wenn die Abschmelzwässer, nachdem sie doch einmal so stark waren, das Schottermaterial in Bewegung zu bringen, nicht mehr genügend Kraft hatten, es solange in Bewegung zu erhalten, bis es über die Grenzen der inneren Zone vollständig hinausgeschwemmt war, so ist es doch unmöglich, daß sie vorher, als sie noch schwächer waren, eine größere Arbeit leisteten. Und eine größere Arbeit und Kraft wäre in der Tat notwendig gewesen, das Material einer vorletzten Eiszeit wegzuführen. Denn dieses war ja längst zur Ruhe gekommen, und bereits Ruhendes aufs neue in Bewegung zu setzen, erfordert nach allen Gesetzen der Mechanik mehr Kraft als unter sonst gleichen Umständen bereits Bewegtes in Bewegung zu erhalten. Denkt man weiter noch an den Umstand, daß das alte Material infolge seines ganzen interglazialen Alters höchstwahrscheinlich von einer schützenden Vegetationshülle bedeckt war, daß es aus dem gleichen Grunde in seiner inneren Struktur sicher weit mehr gefestigt war als ein eben erst abgelagerter Schotter, daß es wahrscheinlich an vielen Stellen bereits konglomeratisch verfestigt war, wie wir dieses gegenwärtig vielfach an den Schottern der letzten Eiszeit sehen, so bleibt uns nichts übrig, als den Gedanken, daß die dem letzten Eise vorauseilenden Schmelzwässer das alte Material weggenommen hätten, als unrichtig abzuweisen.

Wie steht es mit der Erosionswirkung jener Schmelzwässer, die dem sich zurückziehenden Gletscher entquollen sind?

Diese haben die oberen jungdiluvialen Schotter geliefert,

welche teilweise auf den Jungmoränen, teilweise aber auf den älteren Schottern und in deren Vertiefungen liegen. Auf dem voralpinen Moränengebiete sind es in erster Linie die diluvialen Talterrassenschotter des Inn, der Isar und der übrigen Flüsse, sowie die weite Schotterdecke des Münchener Feldes, die aus den vom Inn- und Loisachgletscher und den zwischen denselben liegenden Isar-, Tegernsee- und Schlierseegletscher stammenden Schottern gebildet ist. Die Verbreitung dieser Schotter ist für unsere Frage deshalb von grundlegender Bedeutung, weil ihr Verbreitungsgebiet, vielleicht abgesehen von unbedeutenden Schwankungen, identisch ist mit dem Überschwemmungsgebiete der Abschmelzwässer des sich zurückziehenden Gletschers. Diese könnten demgemäß auch nur dort, wo jetzt dieser Niederterrassenschotter liegt, das alte Material fortgeführt haben. Aber die eine Tatsache, daß die jungen Schotter vielfach auf diesem liegen — nämlich außerhalb des Jungmoränengebietes — bezeugt uns, daß es dort nicht hat entfernt werden können. Das läßt uns von vorneherein mit gutem Grunde vermuten, daß die Altschotter auch innerhalb der letzten Vereisung noch vielfach vorhanden sein werden und die Beobachtung der gerade in den letztvergangenen Jahren oberhalb und noch mehr unterhalb Tölz erhaltenen Gelegenheitsaufschlüsse hat bewiesen, daß sowohl unterer Schotter als Seekreide an vielen Stellen den jüngsten diluvialen Talterrassenschotter unterlagert. Konnten aber die Schmelzwässer diese nicht entfernen, so konnten sie natürlich auch allenfallsiges älteres unter ihnen liegendes Gestein nicht wegnehmen. Ausschlaggebend für unsere Frage ist jedoch eine andere Tatsache, daß nämlich die Schmelzflüsse des zurückgehenden Eises sich innerhalb der Jungmoränenzone überhaupt nur in den tiefen Talungen bewegt haben, während sie das dazwischen liegende Gebiet fast ganz frei ließen; auf diesem kann also von Erosion des alten Materials, wenn ja ein solches vorhanden gewesen wäre, durch die letzten Abschmelzwässer von vorneherein keine Rede sein.

Was schließlich den letzten Punkt unserer Frage anlangt, ob nicht vielleicht die postglaziale Erosion, d. h. die gewöhnliche Erosion vom Abschlusse der letzten Eiszeit bis auf die Gegenwart, das Material einer älteren Eiszeit aus dem Bereiche der Jungmoränen hinausgenommen hat, so muß derselbe wohl nur wegen der theoretischen Vollständigkeit in Behandlung der ganzen Frage

erwähnt werden, da er ja eigentlich durch das bisher Gesagte bereits erledigt ist. Wäre nach der letzten Vereisung noch altes Material vorhanden gewesen, so konnte es offenbar nur im Liegenden der jüngeren Glazialbildungen sein und da diese jetzt noch vorhanden sind, kann ihr Liegendes durch die von oben nach unten wirkende Erosion nicht entfernt worden sein; da zudem altes Material bis jetzt noch in reichster Menge in unmittelbarem Anschluß an die Jung-Endmoränen erhalten geblieben ist, kann es innerhalb dieser Grenze nicht durch einen Faktor entfernt worden sein, dessen Wirkungsweise von der genannten Grenzlinie unabhängig ist.

Die Untersuchung über das Material einer älteren, vorletzten Eiszeit innerhalb der Grenzen der letzten hat zu folgendem Hauptresultat geführt: „Wenn es in unserer Gegend nach Ablagerung des Deckenschotters wirklich zwei voneinander getrennte Eiszeiten — eine vorletzte und eine letzte — gegeben hätte, so müßten die Ablagerungen der vorletzten auch innerhalb der Grenzen der letzten Eiszeit noch größtenteils vorhanden sein. Denn unsere Untersuchung hat uns gezeigt, daß eine Interglazialerosion nur einen ganz geringen Teil derselben hätte fortgeführt haben können; desgleichen, daß auch die Gletscher der letzten Eiszeit, sowie deren Abflußwässer eine erodierende Wirkung auf ein altes Material, von ganz vereinzelten und lokalen Ausnahmen abgesehen, nicht ausüben konnten und daß auch die postglaziale Erosion nicht in Betracht kommt. Da nun tatsächlich Material einer vorletzten Eiszeit auf dem Gebiete der letzten nicht vorhanden ist, so folgt notwendig daraus, daß es eben eine vorletzte Eiszeit nicht gegeben hat, mit anderen Worten, daß die beiden letzten Eiszeiten Pencks nur eine einzige ausmachen.

Eine weitere Schwierigkeit, die der Penckschen Theorie entgegensteht, liegt in der Verbreitung der Schotter. Wir haben bereits gesehen, daß der Schotter der Hochterrasse als „unterer Schotter“ bezeichnet werden muß, weil ja die Außenmoränen auf ihm liegen. Nach unserer Vorstellung von den Glazialvorgängen sind die Schotter der Hochterrassen,

ebenso wie die unteren Schotter der inneren Zone dem nachrückenden Gletscher vorausgeeilt. Dieser Vorstellung entsprechend finden wir es als selbstverständlich, ja wir müssen es geradezu als notwendig bezeichnen, daß die Hochterrassen sich nach Norden zu viel weiter ausdehnen als ihre zugehörigen Moränen. Wo diese Schotter noch erhalten und nicht späteren Erosionen, z. B. zur Bildung der Talterrassen zum Opfer gefallen sind, sehen wir auch tatsächlich, daß sie sich in Form langgestreckter, sich allmählich abdachender Schotterfelder weit über ihre Moränen hinaus, stellenweise sogar bis zur Donau hinab ziehen. Ein solches Verhalten, wenn auch in geringerem Grade, müssen wir aber auch von den unteren Schottern der Jungmoränen erwarten, ja geradezu fordern. Dieser notwendigen Forderung wird aber durch die Penckschе Theorie direkt widersprochen. Denn überall, wo die Jungmoränen nicht in ein Niederterrassenfeld (im engeren Sinne) übergehen, stoßen, wie die beiden Moränen, so auch die beiden Schotter zusammen; denn die unteren Schotter ziehen, wie bereits nachgewiesen, unter den Jungmoränen bis an die Grenze der letzten Vereisung; hier aber müssen sie, wenn die Penckschе Theorie richtig ist, plötzlich und wie abgeschnitten aufhören, da ja die nun folgenden Schotter zu den Altmoränen gehören. Ist nun, wie es vorhin dargelegt wurde, das langsame Verstreichen der Schotter weit über die Grenzen ihrer Moränen hinaus das Verständliche, unserer Vorstellung von der Bildung der Schotterfelder Entsprechende und Natürliche, so ist eben das plötzliche Aufhören das Unverständliche, Widersprechende und Unnatürliche. Sofort aber fällt die ganze Schwierigkeit haltlos in sich zusammen, wenn wir die Annahme zweier Eiszeiten aufgeben und den Hochterrassenschotter identisch mit dem unteren Schotter der Innenzone und als dessen unmittelbare Fortsetzung auffassen.

Mit der Theorie Pencks ist weiterhin schwer vereinbar die kleine Zahl und die unbedeutende Ausdehnung der von ihm als interglazial aufgefaßten Bildungen. Um diese Schwierigkeit recht zu würdigen, müssen wir uns vor allem darüber Klarheit verschaffen, wie weit während der Interglazialzeiten die Gletscher in den Alpen zurückgegangen sind. Einen allgemeinen Nachweis hierfür gibt es nach Penck nicht. „Wie weit sich das Eis in den Zeiten zwischen den einzelnen

Vergletscherungen zurückgezogen hat, läßt sich nicht allgemein erweisen" (l. c. p. 247); nur für die letzte Interglazialzeit glaubt er in der Biber- und Salzburgernagelfluh ein Merkmal zu besitzen, daß im Inn- und Salzachgebiet das Land bis in die Mündungstrichter der Alpentäler eisfrei gewesen ist; somit waren während dieser Zeit „gerade die größten subalpinen Moränengebiete eisfrei". Später rückt Penck die Eisgrenze noch weiter ins Gebirge zurück. Die Lagerungsverhältnisse und die Flora der Höttinger Breccie sind ihm Beweis, „daß wenigstens einmal ein interglazialer Eisrückzug bis in die innersten Winkel des Gebirges stattgefunden hat, so daß nicht bloß sämtliche Gletscher aus den Kalkalpen, sondern auch die meisten zentralalpinen schwinden mußten und eine Vergletscherung der Alpen von der Ausdehnung der heutigen ausgeschlossen war". Also eisfrei bis in die allerhöchsten Gipfel und noch in einer Höhe von 1100 m und darüber ein so mildes Klima, daß ein üppiges, artenreiches Pflanzenwachstum mit einem „entschieden südlichem Gepräge" festzustellen ist, „das um so mehr hervortritt, als trotz der Meereshöhe von 1150 m boreale und alpine Typen fehlen". Welche Fülle an Vegetation müssen da erst die tieferen Gegenden besessen haben und von all dieser Herrlichkeit kennen wir nur so wenig Überreste. Alles, was Penck überhaupt an Interglazialbildungen fürs ganze Alpengebiet aufführen kann, umfaßt notdürftig vierzig Nummern und selbst unter diesen sind nach Pencks Geständnis einige unsicher. Das ist eine recht mißliche Sache. Es scheint jedoch, daß die Schlußfolgerungen, welche Penck aus den Verhältnissen bei Hötting gezogen hat, eine kleine Einschränkung ertragen können und müssen. Zunächst ist es doch etwas bedenklich, von den rein lokalen Verhältnissen bei Hötting einen allgemeinen, auf das ganze Alpengebiet ausgedehnten Schluß zu ziehen. Heutzutage wenigstens würde man einen derartigen Schluß wohl als sehr gewagt bezeichnen müssen wegen der großen orographischen und damit auch der großen klimatologischen Unterschiede, die in den einzelnen Gegenden der Alpen mit gleicher Höhenlage vorhanden sind. Dann aber müssen wir, wenn wir anders mit der nötigen Vorsicht zu Werke gehen wollen, auch darauf Rücksicht nehmen, daß über Hötting selbst das letzte Wort vielleicht noch nicht gesprochen ist und daß die Ansicht, welche Penck darüber ge-

faßt hat, in der Folgezeit möglicherweise eine nicht unwesentliche Korrektur erfahren wird[1]). Auf jeden Fall wollen wir uns sicher stellen und für die Beantwortung unserer Frage, wie weit während eines Interglaziale die Gletscher zurückgegangen sein müßten, ein allgemein gültiges Kriterium und damit eine für das ganze Alpengebirge verwendbare, feststehende Basis gewinnen. Eine solche zuverlässige Grundlage bieten uns wiederum die unteren Schotter der letzten Eiszeit. Hat nämlich der Gletscher während seines Vorrückens diese Schotter vor sich hergeworfen, so war er offenbar bei ihrer Bildung hinter ihnen. Nehmen wir also untere Schotter an irgend einer beliebigen Stelle, so haben wir dort auch den Beweis, daß der Gletscher während des Interglaziale noch hinter diese Stelle zurückgegangen war, denn sonst hätte er ja in der letzten Eiszeit nicht wieder zu dieser Stelle vorrücken können; durch diese Erwägung erhalten wir den völlig sicheren und für das ganze Gebirge geltenden Satz: Soweit jetzt noch die unteren Schotter sich gegen das Gebirge zu und in dasselbe hinein erstrecken, soweit muß diese Gegend während einer letzten Zwischeneiszeit eisfrei gewesen sein. Wir haben somit ein gesichertes Minimum für die Ausdehnung des eisfreien Landes. Die Maximalgrenze des Eisrückganges für eine Gegend wird uns durch die oberste Grenze der unteren Schotter freilich nicht sicher angezeigt, weil es möglich ist, daß dieselben in den höheren und steileren Partien der Alpentäler wieder abgeschwemmt worden sind. Für unsere Zwecke aber genügt ein sicheres Minimum. Im Isartale muß nun die eisfreie Zone bis in die Gegend des Seefelder Passes hinauf gegangen sein, denn dort finden sich noch die unteren Schotter. Im Loisachtale gehen die unteren Schotter bis über Garmisch hinauf. Im Inntale konnte ich noch untere Schotter bis Jenbach hinauf beobachten[2]).

[1]) Die Ansicht des Verfassers über die Höttinger Breccie ist p. 128 ff. kurz dargelegt.

[2]) Diese meine Bezugnahme auf die Unterinntalschotter zwischen Kufstein und Jenbach hat natürlich nur dann Geltung, wenn dieselben, wie es Pencks Ansicht ist, glaziale Schotter sind; er teilt sie seinem „Bühlstadium" zu. Ampferer hingegen hält diese Schotter für praeglaziale Schuttmassen. Sollte letzterer in Zukunft Recht behalten, so ist meine Berufung auf diese Schotter als „untere Schotter" hinfällig. (Vgl. hier meine Anmerkung zu Seite 127.)

Wir wollen uns nun mit diesen Grenzen vorläufig begnügen. Sie sagen uns, daß während eines Interglaziale vor der letzten Eiszeit nicht bloß die ganze voralpine Landschaft auf dem weiten Gebiete des Loisach-, Isar- und Inngletschers, sondern auch die Alpentäler bis weit hinein ins Gebirge eisfrei gewesen sind. War nun dieses hier der Fall, so wird es bei den Nachbargletschern sowohl im Osten (Salzachgletscher) als auch im Westen (Lech- und Illergletscher) wenigstens ähnlich gewesen sein[1]). Das legt den Gedanken nahe, daß auf unserem alpinen Vorlande und in den Alpentälern an sehr vielen Stellen und wohl auch auf größere Erstreckungen hin Interglazialbildungen irgendwelcher Art vorhanden sein werden. Dieser Gedanke hat sich jedoch als unrichtig erwiesen. „Die Zahl und Ausdehnung der Interglazialbildungen, sagt Penck in seinem oft zitierten „Alpen im Eiszeitalter" p. 393, ist sehr gering". Selbst wenn in Zukunft noch eine kleine Anzahl solcher Zeugen für eine Zwischeneiszeit aufgefunden würde, so könnte dadurch der ganze Sachverhalt nicht wesentlich verbessert werden und daß noch eine große Anzahl Interglazialbildungen entdeckt wird, ist außerordentlich unwahrscheinlich. Die hier in Frage stehende Schwierigkeit gegen die Penck'sche Theorie, die in der geringen Anzahl und unbedeutenden Ausdehnung der Interglazialbildungen liegt, wird also auch in Zukunft bestehen bleiben, und wer an der genannten Theorie festhält, muß sehen, wie er mit dieser Schwierigkeit zurecht kommt. Penck selbst sucht einen Ausweg zu gewinnen. Fußend auf seinen Anschauungen von der Gletschererosion sieht er in der geringen Anzahl der zwischeneiszeitlichen Bildungen keine Schwierigkeit, vielmehr findet er es „der Tatsache entsprechend, daß die Alpen im großen und ganzen das Erosionsgebiet der eiszeitlichen Vergletscherungen sind. Dieselben haben ausgeräumt, was an lockeren und losen Ablagerungen im Gebirge vorhanden war; erhalten haben sich solche Gebilde nur dort, wo die Gletschererosion nicht allenthalben zur Entfaltung kam" (p. 393). Soweit kann man ja mit Penck übereinstimmen; denn was oben über die geringe erodierende Kraft des Gletschers von mir gesagt wurde, bezieht sich in erster Linie nur auf eine

[1]) Verfasser hatte bisher keine Gelegenheit, diese Gletschergebiete bis in ihre Talungen hinein abzusuchen. Im Vorlande jedoch ist unterer Schotter bis ans Gebirge hin vorhanden.

bedeutende, in die Tiefe gehende Erosion; eine oberflächliche Erosion konnte zugestanden werden und eine solche würde zur Entfernung der interglazialen Bildungen ausreichen, denn diese sind ja nur oberflächliche Bildungen. Wenn aber Penck weiterhin meint, daß die Gletschererosion in den großen, breiten Längstalfurchen nicht zur vollen Entfaltung gelangt ist, so kann sie das wohl, nachdem das Eis ins voralpine Land hinausgetreten war, noch viel weniger sein. Die oben angeführten Erwägungen bezüglich der Eiserosion haben uns gerade zu der Ansicht gebracht, daß die Erosion im allgemeinen im Gebirge größer gewesen sein wird als im Vorlande. Daß nun dieser Überschuß an Erosionskraft einzig und allein der Tiefenerosion zugute kam, ist kaum glaublich, vielmehr wird ein Teil derselben und vielleicht der größere Teil der Seitenerosion zustatten gekommen sein; denn die oberen Partien des Gletschereises haben eine viel raschere Bewegung als die unteren, wodurch einerseits der Gesamtdruck des Eises nach unten zu verkleinert, anderseits die Reibung des Eises an den Talgehängen vergrößert wird. Zudem wirken an den Talwänden bis zu einer mäßigen Tiefe hinab auch noch Luft- und Temperaturunterschiede in ihrer täglichen und jährlichen Schwankung zur Erosion in vorbereitender Weise mit, während die tieferen Gehängezüge und der Talboden durch das Eis selbst einen gewissen Schutz erhalten. Deshalb sind die Erhaltungsbedingungen für interglaziale Bildungen an der Sohle des Tales günstiger als an den Wänden. Wie steht es aber nun, wenn wir die tiefen Täler verlassen und an den Rand des Gebirges hinaustreten? Hier finden sich nach Penck Interglazialablagerungen im Salzburger- und Rosenheimersee, nämlich die Salzburgernagelfluh und der Biberhügel[1]) bei Brannenburg. Die erstere liegt direkt in der Zugstraße des Salzachgletschers, der Biberhügel in unmittelbarer Nähe der Hauptströmung des Inngletschers. Diese zwei Stellen haben also den vollen Ansturm der über sie hingehenden Gletscher der letzten Eiszeit und ihrer Abschmelzwässer aushalten müssen und gleichwohl sind dort noch Reste interglazialer Bildungen vorhanden; anders aber ist es auf den An-

[1]) Die bereits besprochenen Weissachschotter am Tegernsee habe ich hier außer acht gelassen, da es aus der Penckschen Darlegung nicht klar hervorgeht, ob er sie für interglazial hält oder nicht.

höhen. Von Salzburg an bis ins Allgäu hinüber ist auf der voralpinen Landschaft nichts von Interglazialbildung am Rande der Alpen bekannt; erst weiter gegen Norden, in einer Entfernung von 20, 36 und 40 km vom Gebirge fand Penck zwischen den beiden oberen Schottern Verwitterungslehm, auf Grund dessen er beide Schotter verschiedenen Eiszeiten zurechnet. Deisenhofen liegt ganz außerhalb der Jungmoränenzone, Mühltal und Aschbach, die beiden andern Fundorte, liegen nahe am Rande der Innenzone; im Innern des Moränengebietes aber ist alles Interglaziale entfernt. Und doch unterliegt es keinem Zweifel, daß auf den Höhen die interglazialen Bildungen besser geschützt waren als in den Tälern und zwar um so sicherer, je näher sie dem Gebirge waren und je weiter sie von den eigentlichen Gletscherstraßen abseits lagen. Bringen wir diesen Satz mit den Penckschen Fundorten interglazialer Reste in Verbindung, dann müssen wir sagen: Wo die Interglazialbildungen der größten Gefahr gänzlicher Vernichtung ausgesetzt waren, da haben sie sich noch restweise erhalten, wo sie aber geringere Gefahren zu bestehen hatten, sind sie spurlos verschwunden. Klingt das nicht wie ein Widerspruch?

Hält man also die Penck sche Ansicht von mehreren Eiszeiten und dazwischen liegenden Interglazialzeiten fest, so bleibt die hier besprochene Schwierigkeit bestehen. Faßt man aber diese Interglazialbildungen als glaziale auf, die unter besonderen Verhältnissen entstanden sind, so wird sich leichter ein Weg zur Erklärung und Hebung dieser Schwierigkeiten finden.

ad 5. Die Penckschen Interglazialbildungen.

Indem ich nun an die eben ausgesprochene Bemerkung anknüpfe, will ich die von Penck als interglazial und als Beweise für seine Theorie aufgefaßten Bildungen einer näheren Prüfung unterziehen, soweit sie unserem Gebiete angehören. Der Grundgedanke, von dem ich mich dabei leiten lasse, ist der bereits früher ausgesprochene, daß wir nämlich mehrere Eiszeiten nur dann annehmen dürfen, wenn wir durch Vorkommnisse, welche eine andere Deutung nicht mehr zulassen, dazu gezwungen werden. Es kommen hier die Überlagerungen dreier Schotter im Würmtal, im Gleißental und im Mangfalltal in Betracht (Penck l. c. p. 66 und 67).

a) In den Aufschlüssen bei Mühltal und Deisenhofen fand Penck drei übereinander liegende Schotter, die er als Repräsentanten dreier verschiedener Eiszeiten anspricht, nämlich als Deckenschotter, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter. In der Auffassung des unteren als Deckenschotter stimme ich Penck zu, den mittleren — Hochterrassenschotter — halte ich aus den bereits angeführten Gründen für den unteren Schotter der Innenmoräne, in dem oberen endlich sehe ich die Fortsetzung des diluvialen Talterrassenschotters, der von der Mangfall her, von Oberwarngau aus und von Lochen-Steingau aus gegen München hinunterzieht. Diese meine Auffassung stütze ich durch eine größere Anzahl von Aufschlüssen, die ich in den letzten Jahren in der Umgebung von Tölz zu beobachten Gelegenheit hatte; ich sah hier den jüngsten diluvialen Schotter an mehreren Stellen vom unteren Schotter und auf weite Strecken hin von Seekreide unterlagert, die ja auch zum Komplexe der unteren fluvioglazialen Bildungen gehört. Wenn bei Deisenhofen und Mühltal zwischen den Schottern etwas Verwitterungslehm liegt, so sagt dieses nur, daß von der Ablagerung der unteren Schotter bis zu ihrer Bedeckung durch die oberen soviel Zeit vergangen ist, daß sich etwas Verwitterung einstellen konnte. Ein stichhaltiger Grund, die zwei oberen Schotter als Zeugen zweier verschiedener Eiszeiten aufzufassen, liegt nicht vor.

b) Im Mangfallgraben bei Aschbach sind die Verhältnisse etwas anders. Zwar haben wir auch hier drei verschiedene aufeinanderliegende Schotter, deren unterer als Deckenschotter zu bezeichnen ist; soweit stimme ich mit Penck überein. Den mittleren halte ich ebenfalls für Hochterrassenschotter, aber in meinem Sinne, d. h. identisch mit dem unteren Schotter der Jungmoräne; da er unmittelbar auf dem Deckenschotter liegt, so erweist er sich als östliche Fortsetzung der Hochterrassenfelder von Laindern-Holzkirchen resp. Wettlkam-Arget und ist von diesen nur durch eine an der engsten Stelle (in der Richtung gegen Fellach) etwa vier km breite Niederterrasse getrennt; gegen Osten zu hat dieser mittlere der drei Schotter bei Aschbach kein Weiterstreichen; denn die Niederterrassen bei Feldkirchen liegen bereits unter dem Niveau des Deckenschotters, ja sogar tiefer als die obersten Schichten des Miozäns, das man

vom Bahnhof Westerham aus beim Anstieg in den Graben hinauf auf der Nordseite der Bahnlinie antrifft. Auch westlich von Feldkirchen steigt unter der Niederterrasse das Miozän herauf, das weiter oben von losem Schotter überlagert ist. Bei Reit ist eine große Kiesgrube und der Schotter dieser Kiesgrube ist in unmittelbarer Nähe von der oberen Innmoräne überlagert, erweist sich somit als identisch mit dem obersten der drei Schotter im Mangfallgraben; dieser hat also seine Fortsetzung gegen Osten, nach Westen zu aber setzt er sich nicht fort, denn die Schotterfelder von Laindern etc. sind von einem jüngeren Schotter nicht überlagert, vielmehr liegt auf ihnen bei Jasberg und Baiernrain die Außenmoräne des Isargletschers. Dementsprechend teile ich den mittleren der drei Schotter im Mangfallgraben bei Aschbach der Isarvergletscherung zu, denn es widerstrebt mir, diesen Schotter aus dem Gebiete der Isarvergletscherung, wohin seine weitere Erstreckung geht, herauszunehmen und ihn der Innvergletscherung einzureihen, in deren Gebiet er sich nicht weiter hineinerstreckt[1]); desgleichen zähle ich den oberen der drei Schotter zu den Schottern des Inngebietes, da er nach Osten weiterzieht. Ich betrachte also den obersten Schotter von Aschbach als „unteren Schotter" der Innmoränen, den mittleren jedoch als „unteren Schotter" der Isarmoränen. Beide Schotter rechne ich zu einer und derselben Eiszeit, aber der Isarschotter hat sich an dieser Stelle früher abgelagert als der Innschotter. Ein Blick auf die Karte gibt uns dafür die Erklärung: Vom Seefelderpaß aus, wo sich der Isargletscher vom Inngletscher getrennt hat, mußten die Schotter durch das Isartal heraus bis Tölz und von da in direkter Richtung weiter bis Aschbach einen Weg von rund 90 km zurücklegen, während sie durch das Inntal über Innsbruck und Kufstein bis in die Gegend von Rosenheim und von da aus in gerader Linie bis Aschbach 150 km weit zu wandern hatten. Bei gleicher Geschwindigkeit mußten also die Schotter durch das Isartal den gemeinsamen Treffpunkt bei Aschbach in einer um den dritten Teil kürzeren Zeit erreicht haben als die durch das

[1]) In den Gehängen nördlich und östlich von Feldkirchen ist zwischen oberer Moräne und Tertiär nur ein Schotter zu sehen, der die Fortsetzung des obersten der drei Aschbacher Schotter ist.

Inntal hervorbrechenden Schotter. Zudem war ja mit dem kürzeren Weg notwendigerweise ein stärkeres Gefälle des Talbodens verbunden, was wiederum eine stärkere Strömung zur Folge haben mußte. Der kürzere Weg und die größere Geschwindigkeit der Gewässer müßten uns, auch wenn bei Aschbach kein Aufschluß vorhanden wäre, zur Erkenntnis führen, daß die Isarschotter hier eher ankommen mußten als die Innschotter und daß sich infolgedessen die letzteren bei ihrer Ankunft auf die bereits vorhandenen Isarschotter hinauflegen mußten. Da uns nun die wirkliche Zeit nicht bekannt ist, die von der Ablagerung der Isarschotter bis zur Ankunft der Innschotter verstrichen ist, so steht nichts im Wege, dieselbe als so lange anzunehmen, daß sie zur Bildung einer oberflächlichen Verwitterungsschichte hinreichte, die jetzt den unteren der beiden Schotter deckt.

Nach meiner Ansicht ist es viel natürlicher und der wirklichen Sachlage eher entsprechend, wenn wir die beiden oberen Schotter bei Aschbach einer, als wenn wir sie zwei verschiedenen Eiszeiten zurechnen; gewiß aber liegt zu letzterem kein entscheidender Grund vor.

Zur vorstehenden Beweisführung müssen noch einige ergänzende Worte hinzugefügt werden, da dieselbe nicht ganz einwandfrei zu sein scheint und deshalb Widerspruch erregen könnte. Wenn wir nämlich den Seefelderpaß als gemeinsamen Ausgangspunkt für die Wanderung der Glazialgerölle durch das Isartal und durch das Inntal bezeichnen und die zur Zurücklegung dieser Wege verbrauchten Zeiten miteinander so, wie wir es eben getan haben, in Vergleich bringen, so müssen wir stillschweigend voraussetzen, daß die Bewegung der Geröllmassen zu ein und derselben Zeit in beide Talungen hinein begonnen hat. Dieses aber konnte nur dann der Fall sein, wenn der Inngletscher bei seiner Ankunft in der Seefelder Gegend bereits eine solche Mächtigkeit seiner Eismassen besessen hätte, daß die obersten Lagen des Eises mit der ihnen aufliegenden Oberflächenmoräne die Höhenlage des Seefelderpasses erreicht resp. etwas überschritten hätten. Das Eis müßte demnach schon an der Spitze der Gletscherzunge eine Höhe von rund 500 m gehabt haben. Das ist aber sehr unwahrscheinlich und widerspricht

den bisherigen Beobachtungen. Wir werden also denken müssen, daß die „Zungenspitze" des Inngletschers schon weit ins Unterinntal vorgerückt war, bis das nachfolgende Eis bei Seefeld die Paßhöhe erreichte, vorausgesetzt, daß nicht gewisse Komplikationen in der Eisanhäufung oberhalb Innsbruck eintraten, die unseren Kalkul umwerfen. Das muß aber in der Tat auch der Fall gewesen sein. Die eigentlichen Inntalgletscher befinden sich im Oberengadin und gehören der Bernina- und Albulagruppe an; sie liegen etwa 150 km oberhalb Seefeld und südwestlich davon, während südlich von Seefeld und nur 30—40 km entfernt die mächtigen Gletscher der Stubaieralpen, und daran anschließend die Gletscher der Ötztaleralpen liegen. Da nun die Stubaiergletscher direkt nach Norden und in gerader Richtung gegen Seefeld zu wanderten, haben sie hier das Inntal natürlich eher erreicht als die entfernteren Gletscher und haben sich wie ein breiter Querriegel ins Inntal hineingelegt; da fernerhin ihre Firnfelder um fast 2000 m höher liegen als der Seefelderpaß, so konnte ihnen dieser kaum ein Hindernis sein für die nördliche Fortsetzung ihres Weges; nachdem sie das Inntal mit ihren ersten Eismassen ausgefüllt hatten, war für die folgenden der Weg geebnet: sie rückten über das die Talsenkung ausfüllende Eis hinweg und drangen geraden Weges ins Isartal ein. So konnten also ihre Abschmelzwässer an der Stirnseite des Gletschers ungefähr zur gleichen Zeit ihre Schotter ins Isartal führen, wie die Abschmelzwässer an der östlichen Flanke ihre Schotter ins Inntal abführen konnten.

Die Lage der Stubaiergletscher in nächster Nähe des Seefelderpasses und ihr direkter Hinmarsch gegen Seefeld machen es also sehr wahrscheinlich, daß die ersten Eismassen, die ins Isartal hereingeschoben wurden, eben von den Stubaieralpen stammen. Als dann später die etwas weiter entfernten Ötztalergletscher und endlich die Gletscher aus dem oberen Engadin nachrückten, da mußten sich oberhalb Innsbruck so gewaltige Eismassen anhäufen, gegenseitig aufstauen und wohl auch übereinander wegschieben, daß das Inntal als Abflußrinne nicht mehr genügen konnte. Die Stubaiergletscher wurden ostwärts ins Inntal abgeschoben, ein großer Teil der Ötztaler- und Engadinergletscher folgte ihnen, aber gewaltige Eismassen fanden ihren Ausweg ins Isartal; sie füllten nicht

bloß das ganze 70 km lange Tal selbst aus, sondern deckten auch noch im alpinen Vorlande eine Fläche von ca. 200 qkm zu[1]).

[1]) Eine ähnliche Eisstauung, wie im oberen Inntale durch die Stubaiergletscher, wird im unteren Inntale veranlaßt worden sein durch die Zillertalergletscher und dieser Aufstauung werden wir den teilweisen Übertritt des Inngletschers in das Tegernsee- und Schlierseegebiet und das dortige Vorkommen zentralalpiner Gesteine zu verdanken haben. Das Eis nahm seinen Weg über den Spitzingsattel und hat ihn durch Ablagerung von Moränenmaterial gekennzeichnet. — Eine genaue Schilderung der glazialen Verhältnisse am Ausgange des Zillertales gibt Ampferer in seinen „glazialgeolog. Beobachtungen im unteren Inntale". Er kommt zur Ansicht, daß das Material der Inntalterrassen oberhalb Kufstein nicht durch die stauende Wirkung des Zillertalgletschers gebildet wurde, sondern daß die Terrassen Teile einer großen, einheitlichen, weiten Schuttaufstauung seien, welche Haupt- und Nebentäler bis zu Höhen zwischen 900 und 1000 m erfüllte (p. 126). Penck sagt, daß zur Zeit als der Zillertalergletscher das Inntal verbaute, der Inngletscher noch ferne war (l. c. p. 333). Vereinigt man beide Ansichten, so ergibt sich für unsere Frage folgendes: der Zillertalergletscher schob sich quer über die Schuttmassen des Inntales hinweg. Da nun der Spitzingssattel eine Höhenlage von rund 1100 m besitzt, so genügte für den Zillertalergletscher eine Mächtigkeit von 200 m, um über den Spitzingsattel hereinzudringen. Um so leichter konnte dieses geschehen, nachdem sich der nachfolgende Inntalgletscher mit dem Zillertalergletscher vereinigt hatte.

Diese Schlußfolgerung scheint aber noch nicht die nötige Sicherheit zu besitzen. Denn die Inntalschotter oberhalb Kufstein werden von Penck als interstadial aufgefaßt — Bühlstadium — und somit als Ablagerung des Inngletschers bezeichnet, als dieser sich bereits auf dem Rückzuge befand, aber an dieser Stelle noch einmal einen vorübergehenden Vorstoß unternahm. Am Schlusse seines Werkes greift nun Penck (l. c. p. 1166) noch einmal auf diese seine Anschauung zurück und verteidigt sie gegen die oben angeführten Ansichten Ampferers. Er hält letzterem entgegen, daß er gewisse Dinge, die nach seiner, d. h. Pencks Meinung für die Entscheidung der Frage von Wichtigkeit seien, nicht genügend gewürdigt habe und daß durch bloße Kartierung der Oberflächenverbreitung der Moränen ohne großes, zusammenhängendes Profil das Altersverhältnis höher und niederer gelegener Moränen nicht bestimmt werden könne.

Für den Fall nun, daß in dieser Kontroverse Ampferer in Zukunft Recht behält, so waren die Inntaler Terrassenschotter bei Ankunft des Zillertalergletschers schon vorhanden und meine oben ausgesprochene Schlußfolgerung, daß für denselben eine Mächtigkeit von 200 m zur Überflutung des Spitzingssattels genügte, bleibt bestehen. Bekommt aber Penck mit seiner interstadialen Auffassung Recht, dann sind die Inntalschotter jünger, resp. später aufgeschüttet worden als die Eismassen des Zillertalergletschers. Der Inntalboden lag dann tiefer und die Mächtigkeit des Zillertalergletschers wird um den Betrag der Schotter höher angenommen werden müssen, als vorhin angegeben wurde.

Die Erörterung über die Vergletscherungsvorgänge im Inntale bei Innsbruck und unterhalb Seefeld gibt mir Gelegenheit, meine Ansicht über die glazial-geologische Bedeutung der Höttinger Breccie darzulegen. Obwohl es meine Absicht war, in der vorliegenden Arbeit die Grenze des Tölzer-Diluvialgebietes nicht zu überschreiten, so glaubte ich doch bei diesem Abschnitte eine Ausnahme machen zu müssen, da in demselben speziell die Interglazialbildungen besprochen werden, und da nach Penck die Höttinger Breccie „nach wie vor das vornehmste Beweismaterial für eine Wiederholung eiszeitlicher Vergletscherungen in den nördlichen Ostalpen ist" (l.c. p. 383). Im Interesse jener Leser, welchen die Verhältnisse bei Hötting weniger bekannt sind als den Fachgeologen, will ich in einigen Sätzen das Wichtigste anführen, und dabei besonders jene Dinge betonen, die Penck hervorgehoben hat.

Am linken Rande des Inntales bei Innsbruck erhebt sich über dem Sockel des sog. Inntal-Mittelgebirges die Hochgebirgskette des Solsteins bis zu 2640 m. Am Fuße dieses Solsteins und noch an dessen Gehänge angelehnt liegt in Form von Schutthalden und Schuttkegeln eine mächtige, rötlich gefärbte, meist aus eckigen Gesteinstrümmern bestehende und zu einer harten Masse verkittete Bildung, die unter dem Namen „Höttinger Breccie" in der Glazialgeologie eine große Berühmtheit erlangt hat. In der Höhe von 800—900 m wird sie von einer Moräne überlagert und in der Höhe von etwa 720—740 m liegt sie selbst wiederum auf einer Moräne; desgleichen liegen weiter gegen Osten und Westen die Schotter der Inntalterrassen auf der Breccie und enthalten Gesteinstrümmer derselben. An einer Stelle fand Sandberger zwischen der Breccie und der unteren Moräne ein gelbes Mergellager mit Schalen von Schnecken, die der Gebirgsfauna angehören; die Breccie enthält zahlreiche zentralalpine Gesteine, welche Penck auf einen der Breccie-bildung vorausgehenden Gletscher zurückführt, der eine Höhe von 1300 m erreicht haben mußte, da bis zu einer solchen Höhe hinauf die genannten Gesteine sich finden. Einen wichtigen Beweis für das interglaziale Alter der Höttinger Breccie sieht Penck in den in ihr erhaltenen Pflanzenresten, welche zuerst A. Pichler im Roßfall-Lahngraben gefunden und als Pflanzen mit „entschieden südlichem Gepräge" bestimmt hat. Die Auf-

fassung Pencks über die geologischen Verhältnisse bei Hötting wurde von anderen Geologen bestritten, von ihm selbst aber auf Grund erneuter eingehender Untersuchungen neuerdings mit aller Kraft aufrecht erhalten. Auch die Pflanzen wurden von verschiedenen Spezialgelehrten untersucht; die sich vielfach widersprechenden Resultate zeigen zur Genüge, wie schwierig und unsicher die Bestimmung solch mangelhaft erhaltener Pflanzenreste ist. Penck hält sich jetzt wiederum an die Bestimmung von Wettsteins, der die Flora von Hötting als „entschieden quartär" betrachtet, im Gegensatze zu anderen Paläophytologen, die sie als jungtertiär bezeichneten.

Soviel zur allgemeinen Orientierung über die Höttinger Breccie.

Da ich nun in dieser Arbeit, speziell in diesem Abschnitte, gegen die Theorie von der Vielheit der Eiszeiten ankämpfe, so stelle ich mich zunächst wiederum auf den Standpunkt Pencks und nehme alle seine Beobachtungen an, nämlich 1. daß die untere Moräne wirklich das Liegende der Breccie bildet und nicht etwa bloß ein Stück weit unter sie hineingepreßt ist; ich halte also dafür, daß die untere Moräne vor der Breccie abgelagert wurde, 2. daß die Breccie selbst wieder von einer anderen Moräne überlagert ist; 3. daß die Breccie nur quartäre Pflanzenreste enthält; dazu noch 4. daß das Material der Breccie von Gehängerutschungen herrührt und den Charakter von alten Schutthalden und Schuttkegeln besitzt; 5. daß zwischen oberer Moräne und Breccie gelber Mergel mit Schneckenschalen liegt; 6. daß die Breccie zahlreiche zentralalpine Gesteine enthält, die von einem hochaufsteigenden Gletscher herrühren; 7. daß die Breccie unter der oberen Moräne geglättet und geschrammt ist u. s. w. Kurz gesprochen, ich nehme alles an, was Penck behauptet — ich habe mich ja an Ort und Stelle von allem selbst überzeugt, was überhaupt zu sehen ist — und nun frage ich: Ist man auf Grund der angeführten Beobachtungen Pencks gezwungen, die Höttinger Breccie für interglazial und als Beweis für ein Interglaziale im Sinne Pencks anzuerkennen? Ich antworte auf diese Frage mit einen ruhigen, aber entschiedenen: „Nein".

Zur Begründung meines Einspruches gegen die Pencksche Erklärung der geologischen Verhältnisse bei Hötting greife ich

zurück auf das, was ich vorhin über die Vergletscherung des Inntales bei Innsbruck resp. Seefeld gesagt habe: die Stubaiergletscher mußten lange vor den Engadinergletschern bei Seefeld angekommen sein und schoben sich infolge ihrer bisherigen Zugrichtung am Nordgehänge des Inntales soweit in die Höhe, daß sie den Paß überschritten und ins Isartal eindrangen. Bald aber mußte sich an ihrer rechten Flanke das Gefälle des Inntales bemerklich machen, so daß ein Seitenast des Gletschers gegen Osten durch das Inntal abgelenkt wurde. Da durch das Tal der Weg offen stand, so mußte infolge der Abzweigung größerer Eismassen die bei Seefeld erzeugte Eisanstauung rasch zurückgehen, worauf sich dann der Seitenast des Gletschers auf einer Höhe von etwa 700 m hielt. Allmählich rückten nun auch die Gletscher aus dem oberen Inntale nach; verlegt man nun die Entstehung der Höttinger Breccie in die Zeit zwischen der eben angeführten Bildung des Gletscherastes durch das Inntal und zwischen der Ankunft der oberen Inntalgletscher, so lassen sich dadurch alle von Penck gemachten Beobachtungen erklären, ohne daß wir veranlaßt sind, unsere Zuflucht zur Theorie einer Zwischeneiszeit zu nehmen; nämlich:

1. Die Stubaiergletscher haben, als sie sich infolge der Eisstauung an den Gehängen des Solsteins emporschoben, auch ihr Moränenmaterial mit hinaufgeschoben und bei ihrem Rückgange dasselbe wenigstens teilweise liegen lassen; so erklärt es sich, daß jetzt noch bis zu 1300 m und darüber hinauf zentralalpines Geschiebe zu finden ist.

2. Schon während das angestaute Eis zurückging, mußte es an den Talrändern infolge der Rückstrahlung der Sonnenwärme bei Tag etwas abschmelzen; die Schmelzwässer drangen in das rissige und brüchige Gestein ein, welches bei einbrechendem Nachtfrost zersprengt und abgebröckelt wurde. Der Unterschied zwischen der Insolation bei Tag und der Abkühlung bei Nacht mußte sich gerade an dem nördlichen Talgehänge in besonderer Stärke wirksam erweisen, da ja dieses von der heißen Mittagssonne beschienen wird; daher werden häufig heftige Steinschläge, hin und wieder auch wirkliche Bergrutsche stattgefunden haben, und auf diese Weise erklärt sich die Bildung der Schutthalden.

3. Da das niederbrechende Gesteinsmaterial selbstverständ-

lich auf die Moräne fiel und auf ihr liegen blieb, so ergab sich daraus die Überlagerung der unteren Moräne durch die Breccie.

4. Neben den Gesteinstrümmern aus den anstehenden Felswänden fielen auch zum größten Teile die beim Ansteigen des Eises in die Höhe geführten zentralalpinen Gerölle wieder herab und gelangten so in die Breccie.

5. Durch die Bergrutschungen wurde auch die auf den stürzenden Felsmassen vorhandene Vegetation mit in die Tiefe gerissen, von ihren Schuttmassen begraben und unter einigermaßen günstigen Bedingungen wenigstens leidlich konserviert. Sind es Pflanzen, die ein wärmeres Klima verlangen als es heutzutage am Solstein vorhanden ist, so sagt uns dieses nur, daß eben beim Beginne der Eiszeit dort ein wärmeres Klima als jetzt geherrscht habe [1]).

6. Nachdem sich die mächtigen Schutthalden am Fuße des Solsteins gebildet und durch die Bewegung des Gletschers wohl noch etwas in die Länge gezogen worden waren, rückten die Gletscher vom Oberinntal, aus der Albula- und Berninagruppe an; sie warfen ihre unteren Schotter voraus und bauten damit die Schotterterrassen des Inntales auf; sie bedeckten mit diesen Schottern auch die östlichen und westlichen Abhänge der Höttinger Schutthalden, und als das mit Moränenschutt beladene Eis an der Höttinger Breccie anlangte, kroch es, wie über den unteren Schotter, so auch über die Schutthalden hinweg und bedeckte dieselben beim Rückgange des Gletschers mit der jetzigen oberen Moräne.

7. Die gelbe Mergelbank mit Schneckenschalen im Hangenden der unteren Moräne kann ein durch den Gletscher herbei-

[1]) Dieser Schluß hat so lange seine volle Berechtigung, bis die Frage nach der Temperatur des eiszeitlichen Klimas eine einheitliche und unanfechtbare Beantwortung erhält. Noch ist man aber davon, wie es scheint, ziemlich weit entfernt. Während einige Geologen eine Temperaturerniedrigung im Vergleiche zur jetzigen für eine notwendige Voraussetzung zum Auftreten der Eiszeit halten und in ihr geradezu die Ursache derselben erkennen zu müssen glauben, sind andere der Ansicht, daß die Herabdrückung der Temperatur keineswegs als notwendig erachtet werden muß, und wenn eine solche eintrat, so könne sie eher eine Folge, als die Ursache der Eiszeit gewesen sein. Geinitz (Wesen und Ursache der Eiszeit) spricht p. 4 die Ansicht aus, „daß zu Beginn und zum Teile auch noch während der Eiszeit nicht kälteres Klima geherrscht habe, sondern ein gegenüber dem heutigen sogar etwas wärmeres oder wenigstens das heutige".

geführter Verwitterungsschlamm sein, der von mergeligen Gesteinen herrührt und später erhärtet ist.

8. Die Glättung und Schrammung der Breccie unter der oberen Moräne und durch dieselbe sagt uns, daß bei Ankunft der oberen Inntalergletscher die Schutthalden bereits verfestigt waren. Da aber diese Schrammen oberflächliche Bildungen sind, so beweisen sie, strenge genommen, auch nur eine oberflächliche Verfestigung und es würde eine solche von einem halben Meter Mächtigkeit genügen. Wahrscheinlich aber war die Verkittung des Schuttes bereits viel weiter vorwärts geschritten. Es steht auch nichts entgegen, die Zeit von der Bildung der Schutthalden bis zur Ankunft der oberen Inntalergletscher als so lange anzunehmen, daß inzwischen eine Verfestigung des Schuttes in seiner Gesamtmasse eintreten konnte. (Ich verweise hier auf das, was ich oben p. 88 über den Wert der Konglomeratbildung für die Altersbestimmung der Schotter gesagt habe; von der Breccienbildung gilt natürlich das gleiche.)

Fassen wir also die untere Moräne bei Hötting als die Moräne der Stubaier-, vielleicht auch noch der Ötztaleralpen, die obere aber als die der oberen Inntaleralpen auf und verlegen wir die Bildung der Höttinger Schutthalden auch der Zeit nach zwischen die Ablagerung der beiden Moränen, so erhalten wir für die Höttinger Breccie ein glaziales, nicht aber ein interglaziales Alter; sie wurde gebildet zwischen zwei Moränen, deren Gletscher ein und derselben Eiszeit angehören, wenn sie auch nicht gleichzeitig bei Hötting anlangten[1]).

[1]) Kurz bevor ich das Manuskript dieser Arbeit in die Druckerei ablieferte, also gerade „vor Torschluß", wurde ich noch auf einen wichtigen Abschnitt in einer Broschüre von Geinitz: „Wesen und Ursache der Eiszeit" aufmerksam, der mir leider bis dahin entgangen war. Geinitz legt in einem „Anhang" zur genannten Broschüre seine Ansicht über die Verhältnisse bei Hötting dar, aus der ich zu meiner großen Befriedigung sehe, daß ich wenigstens bezüglich des wesentlichen Punktes meiner eigenen Anschauung, nämlich Verteilung der beiden Moränen auf zwei verschiedene Gletschergebiete, an Geinitz eine kräftige Stütze finde.

Penck hat diese Broschüre nirgends erwähnt und auch nicht verwertet, obwohl er eine sehr umfangreiche Literatur über Hötting anführt und bespricht. Ich darf wohl daraus schließen, daß sich dieser Anhang auch seiner Beachtung

Dieser mein Erklärungsversuch der Verhältnisse bei Hötting baut sich im wesentlichen auf zwei Grundgedanken auf. Der erste derselben findet seinen Ausdruck in dem bekannten Erfahrungssatz: „Die Natur macht keine Sprünge“. Diese Wahrheit gilt auch von der Eiszeit; auch sie konnte nicht gänzlich unvermittelt auftreten, noch auch plötzlich ihre Vollendung erreichen; vielmehr mußte sie, nachdem sie einmal eingesetzt hatte, ihre naturgemäße Entwicklung bis zu ihrem Höhepunkte durchmachen und nachher wieder zurückgehen. Schon das Vorrücken der Gletscher aus dem Hochgebirge ins voralpine Flachland hinaus und deren Ausbreitung auf demselben erweist das allmähliche Anschwellen der Eisströme mit solcher Evidenz, daß der Gedanke, die Eiszeit habe, wie jede andere geologische Erscheinung, ihre räumliche und zeitliche Entwicklung durchmachen müssen, wohl kaum auf einen ernsten und nachhaltigen Widerspruch stoßen wird. Der zweite Gedanke, der meiner Erklärung zugrunde liegt, ist die von Penck aufgestellte Theorie, daß die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen nichts anderes war, als eine über das gewöhnliche Maß hinausgehende Vergrößerung und Ausbreitung der jetzigen alpinen Gletscher. Diese Theorie besitzt vielleicht nicht jene gleichvolle Evidenz, wie die vorige, aber sie erscheint doch in so hohem Grade plausibel, daß man ihr ohne Bedenken beipflichten kann.

Die allmähliche Entwicklung der Eiszeit, und zwar nicht von einem einzigen, sondern von vielen, über das ganze zentralalpine Gebiet zerstreuten Punkten aus, welche verschiedene Höhenlage und damit auch von Anfang an verschiedene klimatische und meteorologische Verhältnisse gehabt haben, ferner die verschiedene Länge der Talungen, welche die Gletscher passieren mußten, bis sie in die voralpine Landschaft hinaustreten konnten, die verschiedenen Talgefälle, die wohl damals schon vorhandene Verschiedenheit in der Eigenbewegung der Gletscher, die verschiedenartige Beeinflussung kleinerer Gletscher durch benachbarte größere und ähnliche Dinge mußten in der Eisbedeckung der Alpen und ihrer Vorlande eine reiche Fülle mannigfaltigster Kombinationen

gegen seine Absicht entzogen hat. Da der Titel der Broschüre zunächst auf die großen und tief einschneidenden Probleme der Eiszeitforschung hinweist, so kann man allerdings nicht vermuten, daß das Büchlein eine so wertvolle Spezialerörterung über die lokalen Verhältnisse bei Hötting enthält.

erzeugen, sie mußten vielfach zu Verschiebungen, Eisstauungen, Überholungen, Eisüberschiebungen und damit auch zu Überlagerungen mehrerer Moränen- und Schotterdecken und ähnlichen Erscheinungen führen. Da nun alle diese Vorgänge selbstverständlich auch an gewisse Zeiträume gebunden waren, die wiederum von verschiedenen Verhältnissen abhängig und somit auch in ihrer Dauer verschieden waren, so muß es während der Entwicklung der Eiszeit viele zeitliche und örtliche Ungleichheiten im Vorrücken der Gletscher, viele Schwankungen und Unterbrechungen in der Eisbedeckung und auch viele Modifikationen in der An- und Überlagerung von Moränen- und Schottermaterial gegeben haben. Wenn das bisherige Studium der glazialgeologischen Ablagerungen sich vorzugsweise mit jenen Bildungen beschäftigt hat, die uns die vollendete Eiszeit nach ihrem Rückgange hinterlassen hat, so liegt das ja in der Natur der Sache. Wenn aber mit Zugrundlegung der dadurch gewonnenen Erkenntnis das Studium der Eiszeit weiter fortgeschritten sein wird, wenn wir auch den Entwicklungsgang des Glazialphänomens von seinem ersten Anfange an kennen, wenn wir die Entwicklung der einzelnen Gletscher und ihr Verhältnis zu den Nachbargletschern, wenn wir das Verhältnis der Hauptgletscher zu den Seitengletschern erforscht haben, wenn wir genügende Kenntnis von den Gletscherbewegungsgeschwindigkeiten während der Eiszeit erhalten haben u. s. w., dann werden wir auch eine bessere Einsicht in jene Vorgänge gewinnen, die uns zeitlich doch so nahe liegen und deren Wirkungen wir in unseren Alpentälern und im Alpenvorlande beinahe Schritt für Schritt begegnen. Dann werden aber auch — das ist meine feste Überzeugung — jene Gebilde, welche jetzt noch viele Geologen als „interglazial“ auffassen, als „glaziale“ erkannt werden.

Schlußworte zu diesem Kapitel.

Ich habe nun meine Untersuchungen über das geologische Altersverhältnis zwischen der äußeren und inneren Moränenzone zu Ende geführt und die Gründe dargelegt, die mich bewogen haben, die beiden letzten Eiszeiten Pencks in eine einzige zusammenzufassen. Sie gipfeln in dem Satze, daß die tat-

sächlichen Verhältnisse uns in keiner Weise zwingen, die einfachste und natürliche Annahme einer einzigen Eiszeit aufzugeben und einer komplizierten und mehr gekünstelten Ansicht anzuhängen; im Gegenteile, wir sehen, daß die glazialen Bildungen, so wie sie liegen, der Annahme einer einheitlichen Eiszeit viel günstiger sind als der mehrerer getrennter Eiszeiten und daß wir durch dieselbe einer Anzahl nicht unbedeutender Schwierigkeiten, die in der Polyglazialtheorie liegen, unschwer entgehen können.

Den Gang der Vereisung des alpinen Gebietes und seiner Vorlande stelle ich mir folgendermaßen vor:

In jener Zeit, die dem Beginne der vorletzten Eiszeit Pencks entspricht, — zum Teil sogar schon etwas früher — drangen die Gletscher aus den Alpentälern hervor und warfen ihre „unteren Schotter“ weit ins alpine Vorland hinaus; dann rückten sie selbst über diesen Schottern langsam nach und zwar bis an die äußersten Grenzen der Außenmoränenzone. Dort kamen sie zum Stillstande und indem nun das Eis rasch abschmolz, zog es sich schnell und gleichmäßig zurück, und warf während dieses Rückzuges in stark verflachter Verbreitung die Außenmoränen ab. Am Rande der Innenzone trat, vielleicht infolge von Temperaturerniedrigung, ein abermaliger Stillstand des Eises ein, der mit einigen kleineren Oszillationen längere Zeit andauerte. Indem sich dabei Nachrücken des Eises und Abschmelzen desselben gegenseitig ausglichen, bildeten sich durch mächtige Anhäufung des Moränenmaterials jene hohen, wallartigen, geschlossenen Moränenzüge, die nach Pencks Theorie die Endmoränen einer letzten Eiszeit darstellen. Als die Periode des Stillstandes überwunden war, setzten die Gletscher ihren Rückzug fort und unter mancherlei Schwankungen gelangten sie wieder im Innern der Alpen an, von wo sie beim Beginne der Eiszeit ausgegangen waren. Damit hatte letztere der Hauptsache nach ihren Abschluß gefunden. Umstehende Zeichnung (Fig. 2) gibt ein schematisches Bild der eiszeitlichen Ablagerungen in unserer Gegend.

Entsprechend meinen Anschauungen von den glazialen Vorgängen haben auch die bisherigen Bezeichnungen: Alt- und Jungmoräne, Hochterrasse und Niederterrasse nicht die ihnen von

Penck beigelegte Bedeutung; wenn ich von „Altmoränen“ spreche, so will ich nur sagen, daß sich dieselben vor den „Jungmoränen“ abgelagert haben und wenn ich sie als „Außenmoränen“ im Gegensatz zu den „Innenmoränen“ bezeichne, so will ich diesen Unterschied der Benennung nur auf die lokale Lagerung, nicht auf einen Altersunterschied beziehen; das gleiche gilt von den Worten Außen- und Innenschotter; das Wort „Hochterrasse“ möchte ich lieber gänzlich fallen lassen; es ist von vorneherein unglücklich gewählt, da ja ein großer Teil dieser Schotter noch tiefer als die Niederterrassen liegt, weil unter denselben. Vielmehr heiße ich die bisherigen Hochterrassen, weil ich sie für identisch halte mit den unteren Schottern der Innenzone, gemeinsam mit diesen: „ältere Schotter oder untere Schotter“. Die jüngsten diluvialen Schotter nenne ich „Niederterrassenschotter“ oder „diluviale Terrassenschotter“ oder „diluviale Talschotter“.

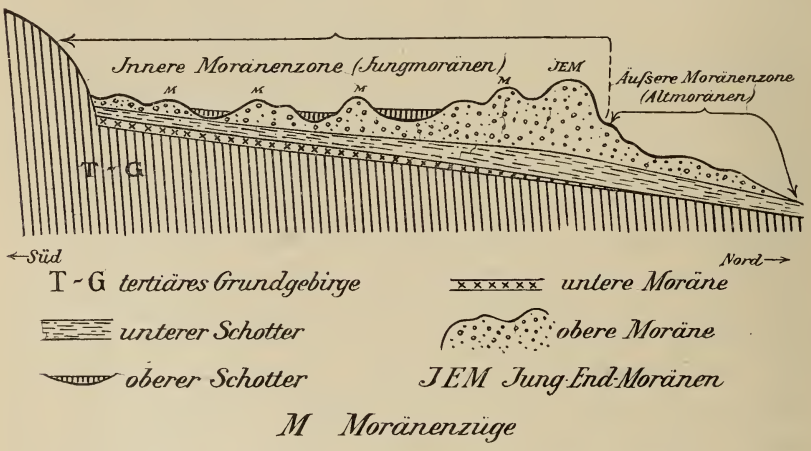


Fig. 2. Schematisches Profil durch die Tölzer Moränenlandschaft.

Bevor ich nun diesen Abschnitt meiner Arbeit beschließe, möchte ich noch ausdrücklich bemerken, daß es nicht in meiner Absicht gelegen ist, die Resultate meiner Untersuchungen wesentlich über das Gebiet derselben auszudehnen. Meine Behauptung bezieht sich strenge genommen nur auf den Loisach- und Isargletscher, sowie auf den Tegernsee- und Schlierseegletscher und auf die westlichen Teile des Inngletschers. Einzelne geologische Exkursionen jedoch, die ich in das Gebiet des Iller- und Lech-

gletschers, in das östliche Inngletscher- und in das Salzachgletschergebiet gemacht habe, führten mich zur Überzeugung, daß dort die glazialen Verhältnisse die gleichen sind, wie in unserer Gegend. Auf keinen Fall aber möchte ich die Ergebnisse meiner Studien ohne weiteres auf das ganze Alpengebiet ausdehnen; denn es ist, wenn auch nicht recht wahrscheinlich, so doch wenigstens möglich, daß sich die Glazialvorgänge in den Süd- und Westalpen anders abgespielt haben, als in den Nord- und Ostalpen. Immerhin aber kann ich mich des Gedankens nicht entschlagen, daß sich dem Geologen auch in anderen Gegenden der Alpen große Schwierigkeiten aufdrängen werden, solange er sich an die Penckschen Theorien anklammert. So wüßte ich z. B. nicht, wie er die Frage nach dem Material einer vorletzten Eiszeit auf dem Gebiete der letzten umgehen könnte. Soweit aus der einschlägigen Literatur zu ersehen ist, werden hin und wieder auch anderswo Beobachtungen und Feststellungen gemacht, welche sich mit den Ansichten Pencks nicht vereinbaren lassen. So kommt der französische Gelehrte Dr. Pierre Marcellin Boule, Prof. der Geologie am naturgeschichtlichen Museum in Paris, auf Grund seiner Studien und paläontologischen Funde im französischen Glazialgebiete zu einem Endergebnis, das in direktem Widerspruche steht zu den Theorien Pencks. „In Frankreich — schreibt er (l'Anthropologie 1908, Tome XIX) — wo die Fundstätten quartärer Säugetiere nach Tausenden zählen und die reichhaltigsten sind, ist die Aufeinanderfolge immer und überall die gleiche: wärme-liebende pliozäne Faunen, dann kältefeste quartäre Fauna, zuletzt Rentierzeit. Man kann sich gewiß nicht verhehlen, daß diese Beobachtungen sich nicht gut mit einer Vielheit der Eiszeiten oder Zwischenperioden vereinigen lassen, aber es sind tatsächliche Befunde, gegen die eine bloße Hypothese, und sei sie noch so geistreich, nicht aufkommen kann". Mit diesen Worten kennzeichnet Boule in bestimmter Weise den Widerspruch, der zwischen den tatsächlichen Befunden und den Theorien des Polyglazialismus besteht; wenn fernerhin Prof. Dr. Obermayer, ein Schüler und früherer Anhänger Pencks, sich jetzt veranlaßt sieht, wenigstens insoferne sich von seinem Lehrer abzuwenden, als er dessen viertletzte Eiszeit wieder fallen läßt, so scheint er damit den Weg, der ihn zur „Einheitlichkeit der Eiszeit" führen wird, bereits betreten zu haben.

D. Deckenschotter.

1. Charakteristik und Zusammenhang mit dem Münchener Deckenschotter.

Das hier in Frage kommende Gestein ist als Deckenschotter deutlich charakterisiert durch die gewöhnlich vorhandene Verfestigung des Schotters zu Konglomerat, durch das seltene Vorkommen kristallinischer Rollsteine, durch die große Härte und das alte Aussehen, und vor allem dadurch, daß es sich als die direkte Fortsetzung des Deckenschotters von Schäftlarn und im Teufelsgraben erweist.

Im letzteren ist dieser Zusammenhang ohne weiteres ersichtlich. Unterhalb der Mündung des Teufelsgrabens in das Mangfalltal konnte Penck drei auf Miozän liegende Schotter feststellen. Von da aus läßt sich nun der untere dieser drei Schotter, den Penck kurz als „Münchener Deckenschotter" bezeichnet, mit Sicherheit den ganzen Teufelsgraben herauf verfolgen. Auf der Karte Ammons (Gegend von München) ist er auch auf der ganzen Strecke eingetragen, soweit auf ihr der Teufelsgraben überhaupt noch Platz gefunden hat, d. i. etwa bis in die Gegend südlich von Pallnkamm. Von hier aus im Graben aufwärts lugt das klotzige Gestein an zahlreichen Stellen unter der Grasbedeckung und dem Waldboden hervor, bis herauf zum Hackensee, dessen nördliches Ufer es bildet, und noch weiter herauf bis Pelletsmühle, wo es an der Straße nach Piesenkamm in mächtigen Felsen ansteht. Zuletzt kommt es nochmals in größerem Aufschlusse in nächster Nähe des Kirchsees bei der Schneidmühle Babenberg zum Vorschein. Diese letzteren Lokalitäten liegen aber bereits im Tölzer-Gebiete.

Im Isartale ist der Zusammenhang des Tölzer Deckenschotters mit dem des Münchener Feldes zwar nicht so vollständig und lückenlos erhalten, wie im Teufelsgraben, doch ließen sich soviele unzweifelhafte Aufschlüsse zwischen Schäftlarn und der Tölzer Gegend auffinden, daß auch hier der Zusammenhang als gesichert betrachtet werden darf. Einzelne dieser Aufschlüsse haben bereits Penck und Ammon namhaft gemacht. Südlich von der langgestreckten Nagelfluhwand bei Schäftlarn kennt Penck noch den Deckenschotter bei Peretshofen und an der schwarzen Wand bei Bolzwang nördlich von Eurasburg. Auf

Grund der völligen Übereinstimmung im Gesteinsmaterial hält er sie für die gleiche Ablagerung wie die Nagelfluh bei Schäftlarn, also für Münchener Deckenschotter; fernerhin erwähnt Penck den von Ammon aufgefundenen Steinbruch bei Neufahrn und stellt ihn zum gleichen Schotter.

Zu diesen eben genannten Aufschlüssen im Deckenschotter gesellen sich noch folgende, wie es scheint, bisher nicht näher bekannte:

Nicht weit von dem zuletzt erwähnten Steinbruche findet sich ein anderer, jetzt aufgelassener Steinbruch am Waldrande, südöstlich von der Römerschanze in 660 m Höhe; etwa 10 m tiefer, im „Buchet" schreitet man in einem Hohlweg wieder über Deckenschotter hinweg. Am Südabhange des Plateaus von Neufahrn zeigt sich dieses Gestein in großen Blöcken anstehend in der Nähe der Kinderwieskapelle an der Straße, die von Neufahrn herunter zieht. Im Gehänge gegen Mühlen zu ist es noch einige Male zu sehen. Nun folgt in der Richtung gegen Tölz zu eine größere Unterbrechung des Deckenschotters durch die Niederterrasse bei Ascholding, aber jenseits derselben tritt er wieder auf. Von der Südspitze des großen Weihers zwischen Sigertshofen und Harmating aus zieht ein tiefer Graben gegen Podling hinauf, in welchem sich in gleicher Höhe wie am Waldrande bei Neufahrn, ein neuangelegter Steinbruch im Deckenschotter befindet. Gut 1 km weiter südlich davon steht letzterer im Augraben wieder an. Dann folgen der Reihe nach die großen Steinbrüche im Deckenschotter bei Peretshofen und Steinberg und die Aufschlüsse im Gehänge zwischen Peretshofen und Rampertshofen. Nach einer Unterbrechung von etwa 5 km zeigt sich der Deckenschotter links der Isar bei Königsdorf wieder; seinen ersten Spuren begegnet man bei Osterhofen, nordöstlich von Königsdorf; südlich von diesem Dorfe ist aber ein guter Aufbruch an der Stelle, wo die Straße nach Buchen und Tölz von der Hauptstraße nach Kochel und Mittenwald abzweigt. Da die Gesteinsart und im allgemeinen auch die Höhenlage dieses Schotters mit dem bei Neufahrn und Rampertshofen übereinstimmen, so darf man ihn wohl ebenso wie diesen zur Nagelfluh bei Schäftlarn stellen;

In den Aufschlüssen bei Königsdorf sind wir aber bereits in nächster Nähe von Tölz.

Außer den bisher angeführten Deckenschottervorkommnissen tritt dieses Gestein noch bei Tölz am Rande des Gebirges in größeren Massen auf, so am Wackersberg, bei Attenloh, auf dem Tölzer Kalvarienberg und am Rummelsberg. Daß diese Vorkommnisse zu einer Gruppe zusammengefaßt werden müssen, geht aus der gleichen Höhenlage verbunden mit der geringen gegenseitigen Entfernung hervor, und daß wir es auch hier tatsächlich mit Deckenschotter zu tun haben, erkennen wir aus der geringen Anzahl der vorhandenen kristallinischen Gesteine, dem Mangel an Deckenschotter-Rollsteinen und dem vorherrschend kalkig-tonigen Bindemittel, das die Gesteine zusammenhält.

2. Verbreitung des Deckenschotters im Tölzer-Gebiete.

Im vorigen Abschnitte über das Alter unseres Deckenschotters wurde schon eine Anzahl von Lokalitäten namhaft gemacht, wo der Deckenschotter ansteht. Dazu muß noch folgendes ergänzt werden, damit man eine richtige Vorstellung von der Verbreitung des Deckenschotters erhält:

Das Hochplateau von Neufahrn wird durch eine von Jungmoräne überlagerte einheitliche Deckenschotterplatte gebildet, deren höchste Erhebung an der Römerschanze und im Buchet zu suchen ist. An den Steilrändern des Plateaus steht der Deckenschotter vielfach in hohen Wänden an, besonders im Nordosten, wo am Hornstein die Konglomerate von Schäftlarn her noch in unser Gebiet hereinziehen. Am Ostabfall zieht der Deckenschotter mit Unterbrechungen von Deining bis Mühlen bei Ascholding herauf. Das östliche Ufer des alten Eglingersees zeigt flachere Formen als das westliche. Obere Jungmoräne und der zu ihr gehörige ältere Schotter bedecken hier den Deckenschotter, nur am Ausgange des Reichertshausertales beim Schnabelschuster ist letzterer durch Steinbrüche aufgeschlossen. Im weiteren Verlaufe des Tales verschwinden die Aufschlüsse, erst oberhalb der Weiher lugt das Gestein wieder an mehreren Stellen aus dem Grasboden heraus. Bei Harmating und Föggenbeuern sind wieder Steinbrüche im Deckenschotter angelegt. Weiter südlich, bei Mannhardshofen und Thannkirchen findet man neuerdings den Deckenschotter gut erschlossen; desgleichen bei Reit, östlich von Dietramszell. Die bereits erwähnten Deckenschottervorkommnisse in der Umgebung von Pelletsmühle, nämlich bei Baben-

berg, an der Straße von Pelletsmühle nach Piesenkam, am Nordrande des Hackensees und an der Straße vom Hackensee nach Hartpenning hinauf, liegen bereits im Teufelsgraben, der nun in seinem ganzen Verlaufe bis zu seiner Einmündung in die Mangfall bei Grub an vielen Stellen anstehendes Deckenschottergestein aufweist. Am linken Mangfallufer zieht der Deckenschotter noch bis in die Nähe des Bahnhofes Westerham; am rechten Ufer erscheint er nur mehr an der sog. Bürgerschanze. Von Grub aufwärts bildet er zu beiden Seiten des Mangfalltales fast ununterbrochen fortlaufende hohe Steilwände bis Weyarn hinauf.

Ohne Zweifel haben wir vom Reichartshausertal an über den Teufelsgraben bis zur Mangfall eine zusammenhängende große Deckenschotterplatte, die nur an den genannten Gräben angeschnitten ist, während sie zwischen ihnen von jüngeren Ablagerungen zugedeckt ist. Weiter gegen das Gebirge zu sind nur mehr einzelne Schollen des Deckenschotters von relativ geringem Umfange erhalten geblieben. Eine solche bildet den Kern der kleinen Moosinsel Mooseurach; vermutlich haben auch die übrigen kleinen Inseln: Nantesbuch, Karpfsee und die Rottachinseln an Deckenschotterresten soviel Halt gefunden, daß sie den erodierenden Gewässern haben erfolgreichen Widerstand leisten können; zu sehen ist aber bei ihnen von Deckenschotter nichts.

Die bereits erwähnten Deckenschotteraufschlüsse bei Königsdorf gehören wohl auch einer Scholle an, desgleichen die Aufschlüsse bei Rimselrain, im Abbergergraben und bei Fischbach. Zwischen den Aufschlüssen bei Rimselrain und Abberg steht rechts der Isar am Fuße des Rummelsberges der Deckenschotter auf eine Länge von ca. 600 m an. An zwei Stellen, nämlich ganz am Fuße des Berges, direkt unterhalb des Hofes Rummelsberg und weiter südlich davon hoch oben im Gehänge an einer der Spitzen sind die Schichten der Nagelfluh sehr gut freigelegt. An den übrigen Stellen steht das Gestein hin und wieder etwas aus dem Grasboden und Waldboden heraus, so daß man sein Weiterstreichen sicher beobachten kann. Nach Norden zu endigt der Deckenschotter im Gehänge ungefähr dort, wo von der Straße aus der Weg zum Bauernhof hinaufführt, denn etwas weiter nördlich liegt in der Höhe des Deckenschotters die untere Jungmoräne, die dann auf dem Rücken des Berges von unterem

Schotter überlagert wird. Der Deckenschotter auf dem Tölzer Kalvarienberg bildet eine kleine Scholle für sich allein. Am Wackersberge ist der Deckenschotter an drei Stellen vorhanden: Am bekanntesten ist die Partie im Westen des Berges, im Einbachtal, wo er am Promenadenweg zur sog. Dachshöhle, und auf seinem Seitenweg zum Sondershof auf längere Erstreckung gut zu sehen ist.

Auf der Ostseite des Wackersberges, am Gehänge gegen das Isartal zu, zieht vom „Knapp" an hoch oben am Wald eine etwa 500 m lange Deckenschotterwand bis zur Bibermühle.

An der Südspitze des Wackersberges, beim „Bergler" unterhalb Höfen kommt er nochmals zum Vorschein und es befindet sich hier ein kleiner, jetzt aufgelassener Steinbruch.

Daß diese drei Vorkommnisse des Deckenschotters eine einheitliche, den diluvialen Grundstock des Wackersberges bildende Platte darstellen, läßt sich zwar mit gutem Grunde vermuten, doch ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß das an der Bockleite anstehende Tertiär den Kern des Berges ausmacht.

Östlich der Isar steht der Deckenschotter auf einige hundert Meter am Gehänge in der Nähe der Attenloher Schneidsäge an. Wie weit er sich nach Norden zu unter dem jüngeren Diluvium in den Berg hineinzieht, ist nicht ersichtlich. Isaraufwärts zeigt sich der Deckenschotter wieder beim Dorfe Arzbach zu beiden Seiten des Baches. Auf der linken Seite ist nur ein kleiner Ausbiß zu sehen, auf der rechten Seite ist das Gestein besser frei gelegt; es ist offenbar die Fortsetzung der Nagelfluh beim „Bergler" und leitet zum südlichsten auf der Karte noch verzeichneten Aufschluß von Deckenschotter über. Dieser liegt zwischen Schlegeldorf und Lenggries beim „Kern". Er bildet einen deutlichen in die Isaralluvionen hineinragenden Vorsprung bis zum Isarufer; man sieht auch im Flusse selbst noch die Nagelfluh.

Bereits außerhalb der Karte liegt der Deckenschotter im Schwarzenbachtale. Er ist hier auf etwa 2 km durch den Schwarzenbach freigelegt und steht zum Teil in hohen Wänden an.

3. Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse des Deckenschotters.

Das Liegende des Deckenschotters ist in unserer Gegend nur an wenigen Stellen zu beobachten.

In den Gräben bei Rampertshofen liegt er auf Flinz. Unter

der Voraussetzung, daß die obersten Schichten des Tertiärs horizontal nach Osten ziehen, ergibt sich für den Deckenschotter bei Peretshofen eine Mächtigkeit von ca. 40 m. Am Rummelsberg bei Tölz beträgt seine Mächtigkeit mehr als 70 m. Am Kalvarienberg bei Tölz liegt der Deckenschotter diskordant auf den steilgestellten Sandsteinen der unteren marinen Molasse, etwa 30 m mächtig, von älterem Schotter und Jungmoräne überlagert.

An den Gehängen des Mangfalltales ist das Tertiär vielfach aufgeschlossen, die Mächtigkeit des Deckenschotters dürfte im Mittel etwa 30 m betragen.

Im neuen Brunnen der Villa „Schlösser" im „Allgäu", westlich von Oberwarngau, konnte sie zu 40 m, im Argeterbrunnen einschließlich der Lehmeinlagerung zu 43 m, im Brunnen von Sauerlach zu 35,5 m bestimmt werden. Annähernde Bestimmungen der Mächtigkeit des Deckenschotters lassen sich auch noch an jenen Stellen machen, wo zwei Aufschlüsse so nahe beisammen stehen, daß die Höhenunterschiede nicht mehr auf allenfallsige tektonische Störungen zurückgeführt werden können. Solche Aufschlüsse zeigen nur obere und untere Schichten des Schotters und geben wenigstens ein Mindestmaß für die Mächtigkeit:

Im Buchet bei Neufahrn ist die Höhenlage des Deckenschotters 660 m, bei den Ascholdinger Mühlen 620, Diff. 40 m.

Im Dorfe Mannhartshofen 710 m, im Hohlgraben 680 m, Differenz 30 m.

Bei Reit östlich von Dietramszell 700 m, etwas östlich davon 735 m, Differenz 35 m.

Am Hackensee 683 m, in Kleinhartpenning 700 m, Differenz 17 m.

Soweit diese wenigen Zahlen ein Urteil erlauben, wird man die Mächtigkeit des Deckenschotters in unserer Gegend im Mittel auf etwa 35 m schätzen dürfen.

Bezüglich der tektonischen Verhältnisse des Deckenschotters ist folgendes zu sagen:

Sieht man von seiner wechselnden Mächtigkeit, die ihren Grund in erster Linie in der Unebenheit der miozänen Landschaft vor Ablagerung des Schotters haben mag, ab, und faßt man den Deckenschotter im großen und ganzen, so möchte man vermuten, daß er eine leichte, aber mit großer Regelmäßigkeit nach Norden verlaufende Abdachung aufweise. Wenigstens

würde ein derartiger Gedanke der bisherigen Anschauung entsprechen, daß der Deckenschotter quartären Alters ist und daß in der Quartärzeit tektonische Störungen in den Alpen und im Alpenvorlande nicht mehr aufgetreten seien. Die angedeutete Vermutung trifft aber nicht zu. Vielmehr zeigen sich in den Lagerungsverhältnissen des Deckenschotters gewisse Unregelmäßigkeiten und Störungen. So konnte Penck im Gebiete des Würmsees und im Ammertale Hebungen und Senkungen der Schotterdecke beobachten, die sich bis ins Isartal herüber fortsetzen und er vermutet eine Sattelbildung, die durch den nördlichen Ammersee zieht, und daran anschließend eine Muldung durch die Mitte des Würmsees und die Gegend von Schäftlarn. Ferner weisen Ammon und Penck noch auf die hohe Lage des Deckenschotters bei Neufahrn, an der schwarzen Wand und bei Peretshofen hin. Von hier an werden gegen Tölz zu die Aufschlüsse im Deckenschotter noch unansehnlicher und lückenhafter als sie bisher schon gewesen sind, so daß man sich auf die jeweils auftretenden Schichtenneigungen nach Nord oder Süd kaum mehr recht verlassen kann und fast ganz auf die Höhenlage der Aufschlüsse angewiesen ist. Ich habe es nun versucht, durch Entwurf einer Deckenschotter-Höhenkarte einen möglichst klaren Einblick in die tektonischen Störungen dieses Schotters zu gewinnen. Auf Fig. 3 habe ich im Verhältnisse 1 : 400 000 alle mir bisher bekannt gewordenen Deckenschotteraufschlüsse unserer Gegend zusammengestellt und zugleich die von Penck am Ammersee und Starnbergersee aufgefundenen eingetragen. Zu einiger Orientierung über die Lage der einzelnen Aufschlüsse in der Gegend wurde in der Karte die Isarlinie: Schäftlarn-Lenggries (A-B) eingezeichnet.

Die Karte zeigt auf den ersten Blick zwei große Lücken, nämlich im Südosten und Südwesten. Südlich von Darching und östlich von Greiling-Sachsenkam konnte ich trotz des sorgfältigsten Absuchens dieser Gegend keine Spur von Deckenschotter mehr finden[1]) und habe auch keine Hoffnung, daß in Zukunft noch Deckenschotter in dieser Gegend angetroffen werde. Dagegen

[1]) Die Konglomerate in der Umgebung von Gotzing am Ostabhange des Taubenberges sind dem Deckenschotter sehr ähnlich, erweisen sich aber durch ihr vorherrschend sandiges Bindemittel als die unteren Schotter der Außenmoränen.

scheint im Südwesten das Auffinden neuer Aufschlüsse und da-

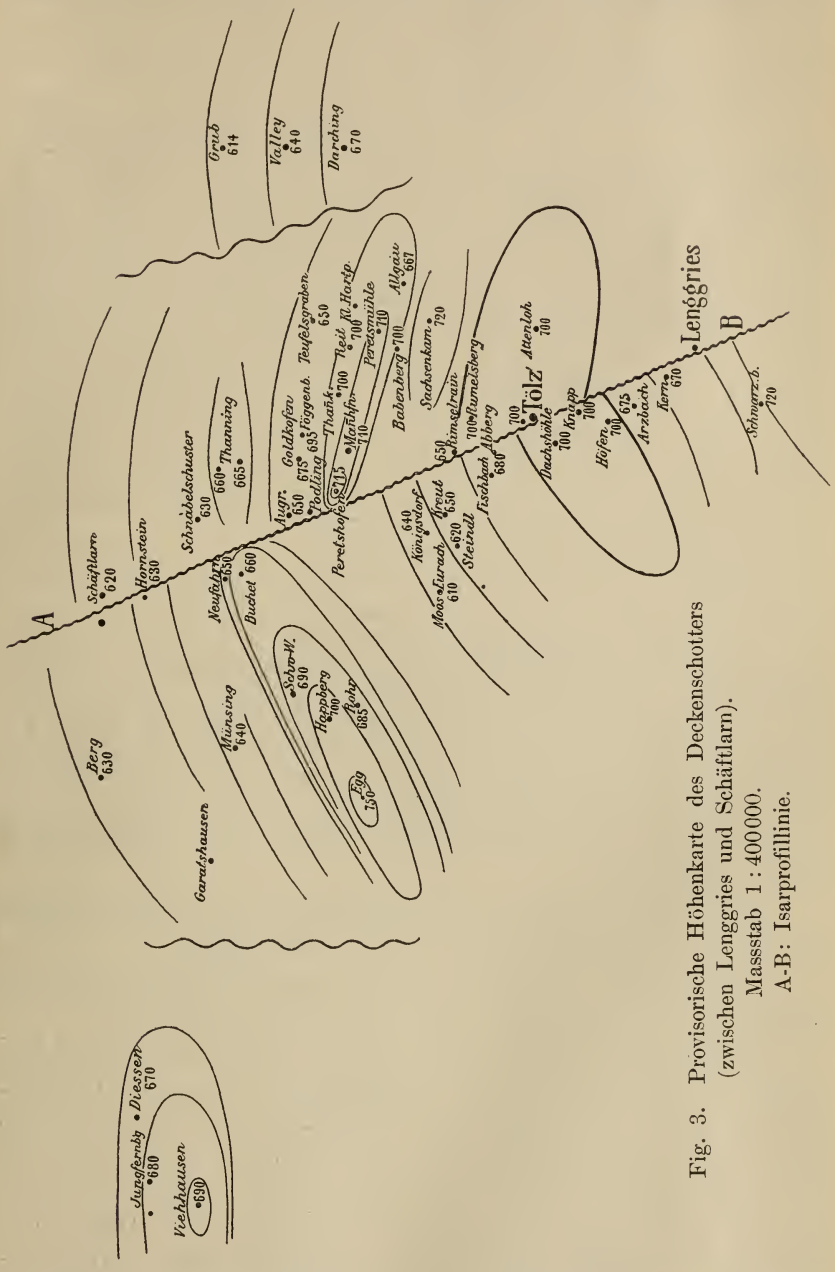


Fig. 3. Provisorische Höhenkarte des Deckenschotters (zwischen Lenggries und Schäftlarn).
Massstab 1 : 400000.
A-B: Isarprofillinie.

mit die Vervollständigung und bessere Durcharbeitung der Karte

nicht ausgeschlossen zu sein. Für jetzt aber hat dieselbe noch nicht den Wert einer fertigen Arbeit, sie kann vielmehr nur als ein provisorischer Versuch gelten, der zu folgendem vorläufigen Resultat geführt hat:

Westlich der Isar zieht von Egg (5 km nördlich von Unterpeissenberg) ein hoher Sattel über Happerg bei Eurasburg in nahezu nordöstlicher Richtung an die Isar und an diesen Sattel schließt sich im Norden eine deutliche Mulde an, deren Südflügel von Happerg über die schwarze Wand nach Münsing zu abfällt und gegen Berg zu wieder in den nördlichen Flügel übergeht. Die Richtung des Muldengrundes trifft die Isar bei Schäftlarn. Auch nach Süden zu geht der Egger-Happergersattel in eine gut ausgebildete Mulde über, die über Königsdorf, Kreut und Abberg wieder steigt und am Wackersberg einen zweiten Sattel bildet, dessen südlicher Bogen sich langsam gegen Arzbach und Kern senkt. Die Aufschlüsse im Schwarzenbache zeigen einen neuen und zwar sehr kräftigen Anstieg.

Westlich von der Isarlinie haben wir also zwei Sättel und drei Mulden.

Im Osten der Isarlinie springt sofort ein hoher Sattel in die Augen, der von Peretshofen über Mannhartshofen zur Pelletsmühle zieht. Er hält eine südöstliche Richtung ein und wird von zwei kleineren Sätteln bei Thaning und Sachsenkam begleitet. Der Thaninger Sattel senkt sich langsam gegen Schäftlarn zu, der Sachsenkamersattel fällt zu einer engen Mulde ab, die aber sofort in den breiten Sattelrücken von Rummelsberg-Greiling übergeht.

Der Deckenschotter im Mangfalltal fällt mit großer Gleichförmigkeit von Darching über Valley nach Grub ab.

Eine weitere vorläufig isolierte Deckenschottergruppe bei Viehhausen und am Jungfernberg fällt nach Norden ab.

Bezüglich der Zusammengehörigkeit der einzelnen Sättel und Mulden scheint sich aus der Tabelle ohne Zwang zu ergeben, daß der Sattel von Peretshofen-Pelletsmühle die Fortsetzung des Sattels von Egg-Happerg ist und in gleicher Weise, daß der breite Rücken des Wackersbergsattels im gleich breiten Rücken von Rummelsberg-Greiling wieder zu erkennen ist. Rechts der Isar ist die zwischen beiden Sätteln liegende Mulde stärker zusammengepreßt und wohl infolge dieser Pressung hat sich der

Muldengrund nochmals zum kleinen Sattel von Sachsenkam aufgewölbt; ob der Sattel von Viehhausen die westliche Fortsetzung des Eggersattels darstellt, kann jetzt noch nicht entschieden werden; der Deckenschotter im Mangfalltale scheint eine gesonderte Platte für sich zu sein.

Noch ist die weitere Frage zu erörtern, ob diese Sattel- und Muldenbildungen wirklich auf tektonische Störungen im Deckenschotter zurückzuführen sind, oder ob sie sich nicht vielleicht durch Erosionswirkungen erklären lassen. Penck hat sich über diese Frage bereits mit Ule auseinandergesetzt, und bleibt bei seiner Ansicht stehen, daß tatsächlich Krustenbewegungen Ursache der Sattelbildung sind. Er weist (l. c. p. 186) darauf hin, daß Unregelmäßigkeiten im Deckenschotter nicht bloß im Gebiete des Würmsees, sondern auch im Isartale und Ammerseetale nachgewiesen werden können, daß langsam ansteigende Partien im Wechsel mit sprunghaften Erhebungen, wie sie das Würmseegebiet und das Isartal aufweisen, in einem ungestörten Schotterfelde nicht möglich sind, selbst dann nicht, wenn letzteres nicht ganz regelmäßig gelagert gewesen sein sollte. Ich selbst schließe mich in dieser Frage an Penck an und möchte zu den Gründen, die Penck für die tektonische Natur der Sattelbildungen im Deckenschotter angeführt hat, noch besonders auf die Streichrichtung dieser Sättel und Mulden hinweisen, die im allgemeinen östlich-westlich verläuft. Da nämlich als Hauptfaktoren für eine allenfallsige Erosion im Deckenschotter in erster Linie die Abschmelzwässer der eiszeitlichen Gletscher und die mächtigen aus den Alpentälern herauskommenden Flüße in Betracht kommen, diese aber eine nördliche und nordöstliche Richtung eingeschlagen haben, so können sie unmöglich in der Deckenschotterplatte Mulden erodiert und Sättel geschaffen haben, deren Richtung nahezu in rechtem Winkel zur Stromrichtung dieser Gewässer steht, wie wir dieses gerade beim hohen Sattel von Peretshofen-Pelletsmühle sehen; vielmehr müßten die sattelartigen Höhenrücken nördlich oder nordöstlich gerichtet sein, wie dieses beim hochgelegenen Lande von Neufahrn, Schweigwall, Königsdorf und Rotenrain der Fall ist, welche durch die Erosion der Eiszeitgewässer gleichsam reliefartig aus der ganzen Landschaft herausgeschnitten worden sind. Wir dürfen also vielleicht gerade in der Streichrichtung der Sättel und Mulden einen

bedeutsamen Hinweis auf ihre tektonische Entstehungsursache erblicken. Da sie im allgemeinen eine östlich-westliche Richtung besitzen, und somit parallel mit den großen Faltenzügen des Gebirges verlaufen, so gliedern sie sich zwanglos an dieselben an und stellen sich als die letzten Wirkungen jener bergeauftürmenden Gewalten dar, die in den Zentralalpen ihre volle Kraft zeigen, von da aus gegen Norden zu allmählich erlahmen und in den Wellungen des Deckenschotters langsam, aber vollständig ausklingen. Vergleicht man die zwei Systeme von aneinander gereihten Sätteln und Mulden zu beiden Seiten der Isarlinie miteinander, so hat man das tektonische Bild eines durch Querbruch zerbrochenen und in seinen beiden Hälften etwas verschobenen Doppelsattels so klar und deutlich, wie man es sonst nur im Hochgebirge zu sehen gewohnt ist.

Zur weiteren Klarstellung dieser Frage wurde nach dem Vorgange Pencks vom Verfasser der Versuch gemacht, auch für unsere Gegend zur oberen Kante des Deckenschotters seine Sohle in Betracht zu ziehen. Doch mußte dieser Versuch wieder aufgegeben werden, da nur an ganz wenigen Stellen das Liegende des Deckenschotters zu beobachten ist. In der Nähe der Dachshöhle bei Tölz liegt der Deckenschotter in 680 m Höhe auf Cyprinenmergeln, am Kalvarienberge bei Tölz bei 660 m auf den unteren marinen Sandsteinen der Molasse, und bei Peretshofen bei etwa 670 m auf Flinz. Mit diesen wenigen Zahlen läßt sich natürlich nichts anfangen.

Wir werden somit mehr und mehr zur Annahme gedrängt, daß die Unregelmäßigkeiten in den Lagerungsverhältnissen des Deckenschotters auf tektonische Ursachen zurückzuführen sind. Daß die Erosion nicht spurlos an den Sattelbildungen vorüber gegangen ist, kann ja ohne weiteres zugestanden werden; sie scheint aber mehr eine ausgleichende als eine differenzierende Wirkung erzielt zu haben. Wenigstens erkennt man deutlich, daß der Sattel von Egg in seinem Streichen gegen die Isar zu ständig abfällt, ebenso neigt sich das Gelände des Deckenschotters von Königsdorf-Kreut gegen Mooseurach-Steindlgraben. Dadurch entsteht eine Vertiefung, die in der Richtung der Walchensee-Kochelsee-Rinne liegt und ohne Zweifel durch die Erosion der Eiszeit geschaffen wurde.

Die Betrachtung der tektonischen Verhältnisse des Deckenschotters in der Gegend zwischen Ammersee und Mangfall ergibt folgendes Endresultat:

Die Beobachtungen von Penck und Ammon, sowie die mit denselben übereinstimmenden Beobachtungen des Verfassers, lassen kaum mehr einen Zweifel übrig, daß die Deckenschotterplatte, die als Ganzes genommen, eine leichte Senkung gegen Nordosten zeigt, eine Anzahl im allgemeinen in der Richtung des Gebirges streichende Sattel- und Muldenbildungen aufweist, die ohne die Annahme tektonischer Störungen kaum mehr erklärt werden können. Die weitere Tatsache, daß diese Sättel und Mulden nicht regelmäßig durch die Gegend ziehen, sondern bedeutende Verschiebungen gegeneinander zeigen, führt auch zur weiteren Annahme, daß das ganze System von Mulden und Sätteln noch durch Querbrüche modifiziert ist. Der nahe liegende Gedanke, daß wir in den Sätteln und Mulden die letzten Ausläufer der alpinen Gebirgsfaltungen und in den Querbrüchen die letzten Wirkungen jener großen Querverwerfungen zu erkennen haben, welche die großen Alpentäler durchziehen [1]), schließt ohne weiteres die Folgerung in sich, daß der ursprünglich regelmäßig abgelagerte Deckenschotter durch gewaltsame Pressung von den Alpen her aufgewölbt worden ist. Für den Fall nun, daß die jetzige Ansicht, nach welcher der Deckenschotter der Quartärzeit zugerechnet wird, auch in der Zukunft als richtig beibehalten wird, müssen wir die letzten Erhebungen der Alpen ebenfalls in die Quartärzeit verlegen.

Alles, was bisher über tektonische Störungen im Deckenschotter und deren Zusammenhang mit alpinen Erhebungen ge-

[1]) Die große Querverwerfung, welche östlich vom Kochelsee das Gebirge durchsetzt, hat die Flyschzone um den ganzen Betrag ihrer Breite nach Norden in die Streichrichtung der Molasse geschoben; diese Verwerfung zieht ungefähr in der Richtung Kochelsee-Peretshofen. Wie sie sich im Deckenschotter bemerklich macht, läßt sich mangels bekannter Aufschlüsse nicht sagen. Der nächste große Querbruch, der durch das Isartal herabzieht, läßt sich bis unterhalb Tölz sicher nachweisen. Seiner Fortsetzung in die Deckenschotterplatte hinaus haben wir wohl die gegenseitige Verschiebung der beiden Sättel von Egg und Peretshofen zu verdanken. Daß auch durch das Tegernseetal ein Querbruch herauszieht, geht aus der Gümbelschen Karte unzweideutig hervor. Diese Bruchlinie scheint sich westlich vom Taubenberg gegen Holzkirchen hinzuziehen und den Deckenschotter an der Mangfall gegen seine westliche Fortsetzung abzugrenzen.

sagt worden ist, hat wenigstens teilweise noch hypothetischen Charakter. Volle Klarheit über diese ganze Frage dürfen wir erst erhoffen, wenn einmal der ganze Rand des Gebirges, namentlich in der Gegend der großen Querbrüche, nach den letzten Resten des Deckenschotters sorgfältig abgesucht ist.

4. Das geologische Alter des Deckenschotters.

Indem ich hier die Ansichten der älteren Geologen über das Alter des Deckenschotters als bekannt voraussetze und deshalb übergehe, will ich bloß auf die Ansicht der neueren Bezug nehmen, speziell auf Penck.

Am Schlusse seines ersten größeren Werkes „Vergletscherung der deutschen Alpen" kannte Penck nur einen einzigen Deckenschotter, den er als Fluvioglazialgebilde einer drittletzten Eiszeit auffaßte. In seinem neuen, großen Werke „Die Alpen im Eiszeitalter" teilt er denselben in zwei verschiedene Schotter und jeden von ihnen erkennt er als Repräsentanten einer eigenen, selbständigen Eiszeit, wodurch er zur Annahme von vier Eiszeiten gelangt. Da in unserer Gegend nur ein einziger Deckenschotter vorhanden ist, so liegt für mich keine Veranlassung vor, mich über diese Teilung des Deckenschotters auszusprechen. Wohl aber glaube ich der Frage nach dem geologischen Alter des Deckenschotters und besonders nach dem Faciescharakter desselben nicht aus dem Wege gehen zu dürfen. Bezüglich seines geologischen Alters, ob tertiär oder quartär, wird weiter unten gesprochen werden. Hier soll uns zunächst seine Facies beschäftigen. Ist seine Entstehungsweise eine glaziale oder nichtglaziale, steht er mit der Eiszeit als solcher in kausalem Zusammenhange oder nicht?

Die Untersuchung nach der Facies des Deckenschotters wird also auf die Frage hinauslaufen: Ist der Deckenschotter gleich den Schottern der Penckschen letzten und vorletzten Eiszeit ein Glied eiszeitlicher Ablagerungen oder nicht? Ist er dieses, und ist er somit auf gleiche Weise entstanden wie die übrigen Glazialschotter, so wird sein allgemeiner Habitus auch derselbe, wie der der jüngeren Schotter sein. Ein Vergleich des Deckenschotters mit den späteren Glazialschottern fällt nun allerdings für den Deckenschotter nicht günstig aus. Ein nicht geringer Unterschied zwischen denselben besteht darin, daß die jüngeren

Schotter eine stattliche Anzahl stark verwitterter Gesteine mit sich führen, der Deckenschotter aber nicht. Gneise und Glimmerschiefer, Tongesteine und Mergel sind im jüngeren diluvialen Kies meist stark zerfressen, nicht selten geradezu bis zum gänzlichen Zerfall verwittert; desgleichen weisen auch die Kalksteine vielfach eine tiefgehende Verwitterungsrinde auf. Der Deckenschotter hingegen zeigt wohl eine starke Oberflächenverwitterung, aber seine Innenverwitterung ist, abgesehen von den Klüften und Sprüngen, eine geringe. Wirklich verwitterte Gesteine sind geradezu eine Seltenheit und selbst stark angewitterte Steine sind im Innern der Nagelfluh nicht häufig. Eine Ausnahme machen nur gewisse Kalk- und Dolomitgerölle, die sich manchmal ausgehöhlt oder zu lockerem Pulver zerrieben vorfinden. Aber alles in allem genommen ist der Deckenschotter kaum mehr verwittert als der jüngste Diluvialschotter, er ist für sein hohes Alter auffallend frisch. Beurteile ich nun diese merkwürdige Tatsache nach dem Kriterium, das ich oben bei Besprechung über den Wert der Verwitterung aufgestellt habe, so komme ich zu dem Ergebnis, daß auf die innere Masse des Deckenschotters die Atmosphärilien nur kurze Zeit oder nur sehr schwach eingewirkt haben können. Lange aber scheint seine Oberfläche der Verwitterung zugänglich gewesen zu sein, denn sie ist oft auch dort stark verwittert, wo jüngere Bildungen auf ihm liegen.

Ein zweiter Unterschied zwischen dem Deckenschotter und sicherem Glazialschotter besteht in der konglomeratischen Verfestigung. Ich habe oben dargelegt, daß sich die Verkittung der unteren Schotter sowohl auf der inneren, als auch auf der äußeren Vereisungszone als eine lokale Erscheinung erweist, weil sie eben bald vorhanden ist, bald auch wieder fehlt. Beim Deckenschotter ist es anders. Wenn auch lockere Partien nicht fehlen, so sind sie doch eine Ausnahme, und man kann ohne Übertreibung sagen, daß der Deckenschotter in seiner Hauptmasse konglomeriert ist, wobei vorherrschend ein feines, kalkig-toniges Bindemittel zur Verwendung kam.

Ein dritter Unterschied besteht in der geringen Anzahl kristallinischer Gesteine aus den Zentralalpen; sie mangeln zwar dem Deckenschotter nicht ganz, wie sie ja auch im Gerölle der Flüsse vorhanden sind, deren Quellengebiet oder Oberlauf sich bis

in die Zentralalpen hinein erstreckt; aber sie sind, wie allgemein anerkannt ist, eine Seltenheit und müssen gesucht werden, während sie in den jüngeren Schottern durchaus nicht selten, oft sogar in einer relativ großen Menge vorkommen.

Diese drei wichtigen Unterschiede, nämlich die Frische des Gesteines im Innern des Konglomerates, die vorherrschende Konglomerierung und der außerordentlich geringe Gehalt an kristallinischen Gesteinen rechtfertigen gewiß den Zweifel, ob der Deckenschotter auf die gleiche Entstehungsursache zurückzuführen ist, wie die jüngeren Glazialschotter.

Ich halte denn auch den Deckenschotter in seiner Hauptmasse für Flußkies, welchen die den Alpentälern entströmenden Gewässer aus den Bergen in die voralpine Landschaft herausgebracht haben, und nehme ihn somit aus der Reihe der glazialen Ablagerungen heraus, von denen er sich durch die angeführten Merkmale unverkennbar unterscheidet; ich hebe damit den ursächlichen Zusammenhang zwischen eiszeitlichen Vorgängen und Deckenschotterbildung auf, ein zeitlicher Zusammenhang zwischen beiden Erscheinungen, zumal ein teilweiser, kann aber trotzdem recht gut vorhanden sein und die Tatsache, daß hin und wieder im Deckenschotter und sogar von demselben überlagert Moränenmaterial aufgefunden worden ist, spricht direkt dafür, daß an solchen Stellen Glazialgerölle zugleich mit dem Deckenschotter aus den Bergen herausgebracht wurde. Letzteres ist wichtig für die geologische Altersbestimmung des Deckenschotters. Führt derselbe wenigstens an einigen Stellen glaziales Geschiebe mit, so mußte das Vorrücken der Gletscher, und damit die Eiszeit wenigstens stellenweise noch während der Deckenschotterbildung begonnen haben. Da wir nun die Eiszeit als quartär bezeichnen, so werden wir auch dem Deckenschotter ein quartäres Alter zusprechen müssen; fossile Überreste finden sich im Deckenschotter nur äußerst selten; doch hat man wenigstens an einigen Orten solche aufgefunden. Penck führt p. 92 die Funde von Paschallern, an der Straße von Siering nach Matzelsdorf und nach Hall an. Diese Orte liegen in Ober-Österreich, in der Umgebung von Kremsmünster. Die dort in tonigen Zwischenlagen des Deckenschotters aufgedeckten Schnecken sind durchwegs quartären Alters. Auch aus dem speziellen Gebiete der vorliegenden Arbeit ist eine quartäre Fauna im Deckenschotter bekannt. Im Tief-

brunnen von Arget ca. 6 km südlich der Station Sauerlach konnte man die auf Seite 73 angeführten Ablagerungen feststellen. Die Schnecken, welche in der Lehmlage mitten im Deckenschotter gefunden worden sind, gehören nach der Bestimmung von Clessin folgenden Spezies an:

1. Limax agrestis, Linée; 2. Vitrina elongata, Drap.; 3. Hyalina crystallina, Müll.; 4. Hyalina fulva, Müll.; 5. Hyalina nitens, Michaud; 6. Helix arbustorum, Linée; 7. Helix fruticum, Müll.; 8. Helix pulchella, Müll.; 9. Helix villosa, Drap.; 10. Patula rotundata, Müll.; 11. Buliminus montanus, Drap.; 12. Cionella lubrica, Linée; 13. Clausilia corynodes, Held[1]).

Die quartären Versteinerungen im Deckenschotter von Ober-Österreich und Bayern sind wohl ein hinreichend sicherer Beweis dafür, daß der Deckenschotter quartären Alters ist; die glazialen Geschiebe, die in engster lokaler Verbindung mit dem Deckenschotter angetroffen wurden, sind überdies eine wertvolle Stütze dieser Altersbestimmung, aber einen kausalen Zusammenhang zwischen eiszeitlichen Vorgängen und Deckenschotterbildung beweisen sie noch nicht, und wir dürfen einen solchen auch nicht ohne weiteres annehmen, wenn wir uns nicht der Gefahr aussetzen wollen, dem bekannten, unheilvollen Trugschlusse: „cum hoc, ergo propter hoc“ zu verfallen. Die oben besprochenen Unterschiede zwischen dem Deckenschotter und sicheren Glazialschottern mahnen uns auf das eindringlichste zur Vorsicht. Ich stimme denn auch der Ansicht Pencks, daß der Deckenschotter glaziales Material sei, nicht bei, ich halte ihn nicht für das Produkt einer Eiszeit, sondern ich führe Deckenschotterbildung und Eiszeit auf eine, für beide Erscheinungen gemeinsame Ursache zurück, nämlich auf die letzte Erhebung der Alpen an der Grenze der Tertiär- und Quartärzeit. Diese Annahme ist bisher noch nicht wissenschaftlich vollständig bewiesen, hat also vorläufig noch hypothetischen Wert, aber sie scheint die hier in Frage stehenden Erscheinungen gut zu erklären. Eine solche

[1]) Das Verzeichnis der hier aufgezählten Spezies hat mir Herr Prof. Rothpletz gütigst zur Verfügung gestellt. Mit Ausnahme von Helix fruticum hat Clessin alle diese Formen auch aus einer Lehmeinlagerung beschrieben, die sich in den Außenschottern von Ismaning befindet (Clessin, „Eine interglaziale Conchylienfauna aus der Umgebung Münchens.“ Geognost. Jhrh. 18. Jahrgang 1905.)

Krustenbewegung, die natürlich im Innern der Alpen stärker gewesen sein mußte als an der äußeren Randzone, mußte auch zu einer gewaltsamen Zerstörung der oberflächlichen Gesteinsschichten geführt haben. Das gibt sich unverkennbar kund in dem plötzlichen Gesteinswechsel: auf den miozänen Flinz, ein im großen und ganzen feinkörniges, sandig-toniges Material, folgt nun im Deckenschotter eine mächtige Ablagerung von grobem Kies mit Rollsteinen bis zu Faust- und Kopfgröße. Das sind die durch den Transport abgerundeten Gesteinstrümmer, welche durch die Krustenbewegung von den Felswänden im Gebirge losgesprengt worden sind. Die fortgesetzte Gebirgserhebung hob auch die Kalkzone der Alpen in eine höhere und damit kühlere Zone der Atmosphäre, was in zweifacher Weise die Ursache für Vermehrung der Niederschläge wurde: fürs erste wurden die aufsteigenden Wasserdämpfe rascher abgekühlt und kondensiert und so die Wolkenbildung über den Kalkalpen selbst befördert; fürs zweite wurden auch die von ferne her durch die Winde zugetriebenen, niedrig ziehenden Wolken leichter aufgehalten und zur Entleerung gebracht. Vermehrte Niederschläge führten ihrerseits wieder einen höheren Wasserstand der Bäche und Flüsse im Gebirge herbei und brachten zugleich mächtige Massen von verwittertem Material in die Flüsse hinein. Mit der zunehmenden Wassermenge der Flüsse wuchs auch ihre Transportfähigkeit und so konnten sie die mächtigen Gesteinsmassen des Deckenschotters in die vielleicht auf weite Strecken hin überschwemmten voralpinen Gebiete hinaustragen. Unterdessen nahm die alpine Erhebung ihren Fortgang. Allmählich wurden die Alpengipfel bis zu jenen kalten Regionen emporgehoben, in welchen das Wasser in flüssigem Zustande nicht mehr existieren kann; in Form von Schnee und Eis häufte es sich in gewaltigen Mengen an und bedeckte bei weiterer Erhebung zuletzt das ganze Hochgebirge[1]). Schon waren auch die Gletscher in Bewegung

[1]) Ob es vor der Eiszeit in den Alpen noch gar keine Gletscher gegeben hat oder ob nicht wenigstens die höchsten Gipfel eisbedeckt waren, läßt sich vorläufig nicht entscheiden; die oben angegebene Hebung der Alpen ist wohl nicht die einzige Ursache der alpinen Vereisung, es sind wahrscheinlich auch wichtige klimatologische Veränderungen aufgetreten, die zur Vermehrung der Niederschläge noch mitgeholfen haben. Penck verlangt zur Vermehrung der Niederschläge unbedingt noch eine Temperaturerniedrigung, ja er glaubt sogar durch

gekommen und von allen Seiten strömte das Eis den großen Talungen zu. Die Bewegung der Gletscher war, wenn auch vielleicht eine schnellere als jetzt, so doch im allgemeinen eine ziemlich langsame und es dauerte eine geraume Zeit, bis die nach Norden vordringenden Eismassen das Inntal überschritten und in der Gegend von Seefeld das gegenwärtig ganz in den Kalkalpen gelegene Quellengebiet der Isar erreichten. Erst von da an konnte durch die Isar zentralalpines Glazialgerölle ins Vorland hinausgeführt werden und so gelangte dieses in den Deckenschotter. Je mehr Moränenmaterial ins Isartal herübergeschoben wurde, desto reichlicher mußten auch die Gesteine aus dem Innern der Alpen im Deckenschotter erscheinen. Daraus erklärt sich das Vorkommen kristallinischen Gesteines im Deckenschotter: In den unteren Lagen fehlt es[1]), erst weiter oben stellt es sich allmählich ein und gewinnt nach und nach eine relative Häufigkeit. Im Vergleiche zum Glazialschotter ist aber der Deckenschotter unserer Gegend an diesem Gesteine immer noch sehr arm. In anderen Gegenden jedoch mögen die ersten Vorstöße der Gletscher rascher erfolgt

---

diese allein, ohne Annahme vermehrter Niederschläge, den Eintritt der Eiszeit genügend begründen zu können. (l. c. p. 1145 u. 1146). Mein Gedanke, daß Bodenerhebung und Vermehrung der Niederschläge die Ursachen der Eiszeit seien, ist nicht neu, vielmehr begegnen wir dieser Ansicht wiederholt in der glazial-geologischen Literatur.

[1]) Vgl. Neumayr, Erdgeschichte II, p. 573; diese Behauptung Neumayrs kann streng genommen nur vom Glazialgerölle gelten, nicht aber vom zentralalpinen Gerölle überhaupt, denn solches findet sich ja auch in gewissen Tertiärschichten der Kalkzone der Alpen. So führt eine Konglomeratbank, welche südlich von Tölz mitten im Flysch eingelagert und durch den Sondersbach aufgeschlossen ist, Hornblendegesteine, Quarz, Glimmerschiefer und Gneis. In gleicher Weise sind auch in den Konglomeraten der Molasse die gleichen Urgesteine hin und wieder als Rollsteine eingeschlossen. Da nun diese Schichten gleich den übrigen in den großen Talungen der Erosion zum Opfer gefallen sind, so ist der Gedanke nicht abzuweisen, daß ihre Trümmer auch beim Aufbau des Deckenschotters Verwendung gefunden haben können. Sollten demnach gelegentlich einmal im Isartale auch in den untersten Lagen des Deckenschotters kristallinische Gesteine gefunden werden, so steht nichts im Wege, sie auf die zerstörten Partien der genannten Konglomerate zurückzuführen. Die weitere Frage, wie sie in diese tertiären Konglomerate gelangt sind, ist wohl dahin zu beantworten, daß die Flüsse, welche ihre Schotter ins Flysch- und Molassemeer eingebracht haben, — hier also die Isar — damals wenigstens in ihrem Oberlaufe dem zentralalpinen Gebiete angehörten; nähere Untersuchungen hierüber liegen außerhalb des Zweckes dieser Arbeit.

sein, so daß nicht bloß Gerölle der Abschmelzwässer, sondern auch echtes Moränenmaterial mit geschrammten Steinen sich mit dem noch in Bildung begriffenen Deckenschotter vermischte. Noch ehe die Gletscher am Rande des Gebirges angelangt waren, war die Ablagerung des Deckenschotters vollendet und sofort konnte die Oberflächenverwitterung einsetzen. Als nun die Gletscher in ihrer weiteren Entwicklung die Grenzen des Gebirges überschritten und sich vor demselben ausbreiteten, konnten sie ihre mit zentralalpinen Gesteinen reichlich versetzten unteren Schotter über den bereits stark verwitterten und — wie aus den Oberflächenschrammen hervorgeht — wenigstens schon zum Teil konglomerierten Deckenschotter hinwerfen und über diesem bis an die Grenzen der Außenmoränen nachrücken.

Noch wären hier die Fragen zu behandeln, in welcher Weise der Deckenschotter sich auf der voralpinen Landschaft verbreitete und warum er viel weniger Innenverwitterung zeigt, als der glaziale Schotter, obwohl er älter ist als dieser; ferner die Fragen, warum denn der Deckenschotter relativ so rasch und in so ausgedehntem Maße zu Nagelfluh verfestigt wurde, und warum er gerade am Rande der Alpen, wo er doch — wie es scheint — zunächst abgelagert worden ist, wieder bis auf geringe Reste entfernt wurde, während er weiter unten viel besser erhalten ist und etwa von der Gegend des Hackensees aus bis über München hinab eine ununterbrochene Platte bildet.

Es ist mir bisher nicht gelungen, auf diese Fragen eine befriedigende und wissenschaftlich genügende Antwort zu finden; was ich darüber sagen kann, geht vorläufig über die Grenze einer Vermutung kaum hinaus. Was die Ablagerungsweise des Deckenschotters anlangt, so scheint es, als ob sich die Flüsse mit den Unmassen des mitgeführten Schlammes und Gerölles selbst sehr häufig ihren eigenen Lauf verbaut hätten und so gezwungen gewesen wären, bald nach Ost, bald nach West auszuweichen. und daß sie auf diese Weise ihren Schutt allmählich über das ganze Land ausbreiteten; der gute Erhaltungszustand des Deckenschotters kann zunächst darauf zurückgeführt werden, daß zugleich mit den Rollsteinen auch große Mengen von kalkigem Schlamm mitgeführt wurden, welche sich mit den Steinen und zwischen ihnen ablagerten, dieselben einhüllten und so vor dem Zutritt

der Atmosphärilien und damit vor der Verwitterung schützten[1]). Die rasche Konglomerierung des Deckenschotters würde dadurch eine Erklärung finden, daß die Erhärtung des Bindemittels nur zum geringeren Teile auf physikalischen, zum größeren Teile aber auf chemischen Vorgängen beruhe, die ja meist nur eine kurze Zeit beanspruchen. Die Zerstörung des Deckenschotters in der Nähe des Gebirges möchte ich auf die oben besprochenen tektonischen Störungen im Deckenschotter zurückführen, durch welche die bereits harte Nagelfluh zertrümmert wurde, so daß es den Gewässern der Eiszeit möglich wurde, das Deckenschottermaterial bis auf geringe Reste aus der Gegend hinauszuschwemmen.

Ob und wie weit ich mit den angeführten Vermutungen der Wahrheit nahe gekommen bin, darüber hoffe ich durch weitere Studien Aufschluß zu erlangen.

Gesamtschlußresultat meiner Untersuchungen.

Das Endergebnis meiner bisherigen Glazialstudien kann ich in folgende Worte kurz zusammenfassen:

Indem ich einerseits die erwähnten quartären Fossilien im Deckenschotter und das in ihm aufgefundene glaziale Material gebührend berücksichtige, andererseits aber auch seinen petrographischen Charakter und seinen physikalischen Erhaltungszustand zu Recht kommen lasse, stelle ich in Übereinstimmung mit der gegenwärtigen geologischen Anschauung den Deckenschotter zum Quartär und fasse ihn als dessen untersten Horizont in unserer Gegend auf; ich nehme ihn jedoch aus der Reihe der glazialen Faciesbildungen heraus und betrachte ihn in seiner Hauptmasse als eine präglaziale Ablagerung. Ich vertrete die Ansicht, daß die eigentliche, volle Eiszeit erst eintrat, als der Deckenschotter bereits verfestigt und oberflächlich stark verwittert war. Da nun für dieselbe nur mehr die letzte und vorletzte Eiszeit nach Penckscher Zählung übrig bleibt, und ich diese beiden aus den angeführten Gründen in eine einzige zusammenlege, so bin ich damit vollständig auf dem Standpunkte Geinitz' angelangt:

Wir haben im Quartär nur eine einzige Eiszeit gehabt und alle Unregelmäfsigkeiten in ihrem Verlaufe, sowie alle

[1]) Ammon spricht die gleiche Vermutung aus (Gegend von München p. 129).

scheinbaren Wiederholungen sind auf lokale Schwankungen und Unterbrechungen und auf verschiedenartige gegenseitige Beeinflussung der einzelnen Gletscher während der Entwicklungsperiode der Eiszeit zurückzuführen.

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung.

A. Innere Moränenzone.

I. Moränen, p. 3—38.

1. Die beiden Moränen der Innenzone und deren Trennung, p. 4.
2. Verbreitung, Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse der beiden Innenmoränen, p. 6.
3. Das geologische Alter der beiden Innenmoränen, p. 18.
4. Die hydrographischen Verhältnisse der inneren Moränenzone a) die voralpine Moränenlandschaft, p. 19; b) die Alpenseen: der alte Tölzersee und das Mangfallproblem, der Tegernsee und Schliersee, die Entstehungsursache und das geologische Alter dieser Seen, p. 22).

II. Fluvioglazialgebilde der Innenzone oder Niederterrassenschotter im weiteren Sinne, p. 38—49.

1. Charakteristik der Schotter und ihre Trennung von der Moräne, p. 38.
2. Die in unserer Gegend vorhandenen fluvioglazialen Bildungen: a) der untere Schotter der unteren Moräne, p. 41; b) die Schotter samt Sand und Seekreide zwischen beiden Moränen, p. 42; c) der obere Schotter der oberen Moräne, p. 48.

III. Niederterrassenschotter im engeren Sinne oder diluviale Talterrassen, p. 49—62.

1. Zusammenhang der Niederterrassen bei Tölz mit denen des „Münchener Feldes", p. 49.
2. Kennzeichen und Aufbau der Niederterrassen, p. 50.
3. Anzahl der Terrassenstufen, p. 51.
4. Identifizierung der Teile ein und derselben Terrassenstufe, p. 52.
5. Abgrenzung der Niederterrassen gegen die älteren Schotter und gegen das Alluvium, p. 53.
6. Geologisches Alter der Niederterrassen und Entstehungsweise derselben, p. 56.
7. Verbreitung und kurze Beschreibung der Niederterrassen a) an der Isar, p. 58, b) zu beiden Seiten des Teufelsgrabens, sowie an der Mangfall und Schlierach, p. 61.

B. Äußere Moränenzone, p. 63—74.

1. Trennung der Altschotter vom Deckenschotter, p. 63.
2. Verbreitung der Altmoränen und Altschotter und ihre Mächtigkeit, p. 64.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTS-KARTE

der Gegend von

BAD TÖLZ

von

Dr. P. Damasus Aigner,
O. F. M.

Maßstab 1:50000 der natürl. Länge.

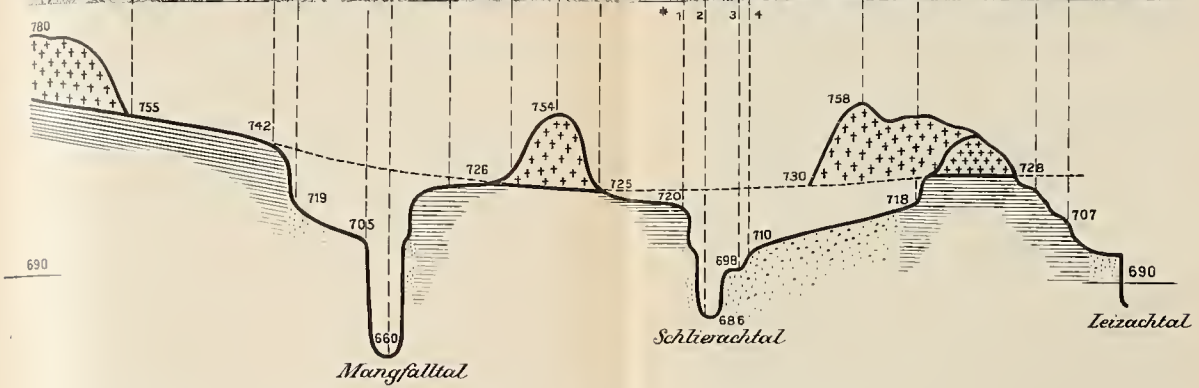
Farben-Erklärung:

- Trias und Jura
- Kreide, Eocän und Flysch.
- m — Molaße
- d — Deckenschotter
- u — Untere Moräne
- o — Obere Moräne
- k — Seekreide
- s — Untere Schotter
- t — diluv. Talschotter
- Torf
- a — Alluvionen (Kies, Lehm etc. u. Moor)
- Moränenwälle

Ueberdruck vom Topogr. Bur.

Kunstanstalt „Graphia“ G. m. b. H., München.

Die eiszeitlichen Ablagerungen bei Miesbach (1:50000)



* Miesbach: *1, Friedhof 2, Bahnhof 3, Marktplatz 4, Amtsgericht.*

Moränen

untere Schotter

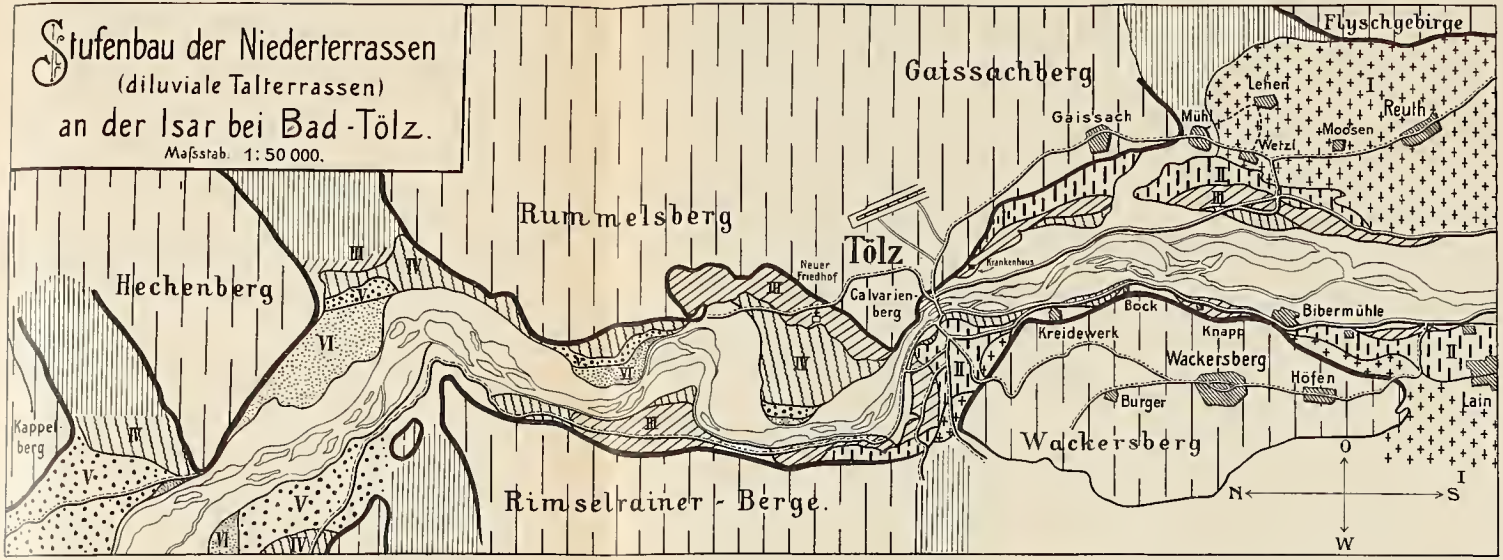
diluviale Talschotter

Alluvium

Querprofil von Bernloh über Wall und Miesbach nach Frauenried.

Längenmaß: 1:50000.
Höhenmaß: 1:2000.

Kunstanstalt „Graphia" G. m. b. H., München.



Kunstanstalt „Graphia" G. m. b. H., München.

C. Geologisches Altersverhältnis zwischen Außen- und Innenzone, p. 74—137.
Einleitungsworte: Standpunkt des Verfassers zur Theorie Pencks, p. 74.
1. Die bisherigen Unterscheidungsmerkmale zwischen Alt- und Jungmoränen, zwischen Hochterrassen- und Niederterrassenschotter a) Oberflächenformen, p. 76; b) Oberflächenverwitterung, p. 79; c) Hydrographische Unterschiede zwischen beiden Zonen, p. 82.
2. Physikalische Ausbildung und Gesteinszusammensetzung der Schotter und Moränen beider Zonen, p. 87.
3. Identität der oberen Innenmoräne mit der Außenmoräne und der unteren Schotter der Innenzone mit den sog. Hochterrassenschottern, p. 93.
4. Einige Schwierigkeiten, welche den Penckschen Theorien entgegenstehen, p. 101.
5. Die Penckschen „Interglazialbildungen", p. 122.
Schlußworte zu diesem Kapitel, p. 134.
D. Deckenschotter, p. 138—158.
1. Charakteristik und Zusammenhang des Deckenschotters unserer Gegend mit dem „Münchener Deckenschotter", p. 138.
2. Verbreitung des Deckenschotters im Tölzer Gebiet, p. 140.
3. Mächtigkeit und Lagerungsverhältnisse des Deckenschotters, p. 142.
4. Das geologische Alter des Deckenschotters, p. 150.
Gesamtschlußergebnis meiner Untersuchungen, p. 157.

Praktische Erfahrungen über Routenaufnahmen.

Von Oberstleutnant z. D. M. Schlagintweit (München).

Mit 1 Tafel.

Die Fertigkeit in der Aufnahme von Weg- oder Marschrouten (Itinerare) ist eine selbstverständliche Forderung an jeden Forschungsreisenden, wie jeden in den Dienst der Schutztruppen unserer Kolonien eintretenden Offizier.

So einfach die Hilfsmittel hierzu sind, so verschieden sind die Ansichten über deren Gebrauchsart und die praktische Ausführung des ganzen Verfahrens. Dies veranlaßt mich, dasselbe hier zu besprechen und auch meine Erfahrungen, die ich auf Reisen und Exkursionen gesammelt habe, niederzulegen; vielleicht kann ich hiermit manchem Anfänger in dieser Arbeit dienlich sein.

Im wesentlichen handelt es sich um Bestimmungen von Weglängen und Wegrichtungen; dazu kommen dann noch Rund- und Seitenpeilungen, Höhenbestimmungen und gelegentliche Kleinaufnahmen wichtiger Einzelheiten.

I. Die Hilfsmittel.

Die Messung der Wegstrecken geschieht durch Notierung der zurückgelegten Zeit; man benützt hierzu eine gewöhnliche Taschenuhr, ohne Metalldeckel, aber mit festem Uhrglas geschlossen, die zweckmäßig zum Ablesen am linken Handgelenk in einem ledernen Armband getragen wird. Die Ablesung der Uhr erfolgt bei jeder Änderung der Wegrichtung. Die Verwendung von Schrittzählern („Podometer“ in Taschenuhrformat) empfiehlt sich nicht, da sie zu unverlässig funktionieren.

Die Feststellung der Wegrichtung geschieht mit dem Kompaß. Über die zweckmäßigste Konstruktion desselben gehen nun die Meinungen sehr auseinander. So will Oberst von Diest, der ausgedehnte Routenaufnahmen in Klein-Asien ausgeführt hat (Petermanns Mitt. 1895, Erg.-H. 116, Anhg.) zum Messen der Richtungen eine Diopter-Handbussole, sog. Schmalkalderbussole benützen (mit Klinometer in starkem Rindlederetui und Tragriemen in guter Ausführung bei Meißner,

Berlin, 64 Mk.). Zu dieser Bussole gehört ein Stativ, dreibeinig, an den Fußenden mit scharfen Spitzen, am Kopf mit einem Zapfen versehen, um welchen sich die aufgeschraubte Bussole dreht. Sie ist mit einem kleinen Reflektierspiegel versehen, vermittels dessen man gleichzeitig mit dem Avisieren eines Gegenstandes die Gradeinteilung sehen und den Winkel ablesen kann. Zum Ablesen hält man für gewöhnlich die Bussole in der Hand; nur wenn mehrere Richtungen nacheinander bestimmt werden sollen, wie bei Rundsichten, oder wenn besondere Genauigkeit erwünscht ist, soll zur Ablesung das Stativ aufgestellt werden.

Ich kann Diest mit dieser Empfehlung nicht beistimmen. Es ist nämlich bei dieser Bussole sehr schwer, bei den starken Schwankungen des Aluminiumringes, der die Gradeinteilung trägt und mit der Nadel fest verbunden ist, die Ablesung in der Ruhelage vorzunehmen, es dauert immer sehr lange bis diese überhaupt eintritt; ist man zu Pferde, so stört schon die Atmungsbewegung des Tieres das ruhige Halten des Instruments. Die Ablesung in der Hand wird also ungemein unsicher und sehr zeitraubend. Mit Benützung des Stativs leistet die Schmalkalderbussole allerdings vorzügliches.

Dr. P. Vogel („Aufnahme des Reiseweges und des Geländes“ in „Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen“ herausgegeben von Neumayer, III. Aufage, Hannover 1906, I. Band) ist für einen Taschenkompaß von runder Form, von 3—6 cm Durchmesser mit einer Teilung von Nord über Ost von 0—360°, die nur von 10 zu 10° ausgeführt ist mit Einzeichnung der Hauptstriche N, S, O, W. Mit diesem Kompaß wird die Wegrichtung durch ihr Azimut bestimmt, d. h. durch den Winkel, welchen sie mit der Nordrichtung bildet. Das Azimut wird immer in der Richtung der Uhrzeigerbewegung von Norden über Osten herum von 0—360° abgelesen.

Die Peilung ist nach Vogel in folgender Weise vorzunehmen: Man hält den Kompaß horizontal vor sich, so daß das blaue Ende der Nadel auf Null einspielt, zielt dann in der zu bestimmenden Richtung über die Mitte der Nadel und liest die entsprechende Ziffer der Teilung ab.

„Diese Methode“, sagt Vogel selbst, „erscheint auf den ersten Blick sehr roh; man wird sich aber nach einigen Ver-

suchen überzeugen, daß man damit auf 5—10° genau peilen kann, und das reicht für flüchtige Aufnahmen meist aus."

Sprigade und Moisel („Anweisung zu Routenaufnahmen", Routen-Aufnahmebuch von Reimer, Berlin) schlagen auch einen Kompaß mit solcher Einteilung (0—360), aber mit quadratischer Bodenfläche vor und geben eine andere Art der Ablesung an. Man soll nämlich diesen Kompaß bei Aufnahmen während des Marsches so vor sich halten, daß die Zahl 0 der Kreiseinteilung in die Richtung des Weges fällt, indem man die der Linie 0—180 parallele Kante zum Visieren der Wegrichtung benutzt, und soll stets die von der blau angelassenen Nordhälfte der Magnetnadel angezeigte Zahl notieren.

Hierzu wäre zu bemerken, daß bei diesem Verfahren die Teilung von Nord über West laufen müßte (also entgegengesetzt der Uhrzeigerbewegung), wenn die abgelesene Zahl sofort das von Nord über Ost gezählte Azimut geben soll; andernfalls ist immer eine Umrechnung (abziehen der abgelesenen Zahl von 360) vorzuehmen.

Freiherr von Richthofen („Führer für Forschungsreisende", Berlin 1866, Kapitel I) schlägt einen Kompaß vor, „der auf quadratischer Messingplatte so befestigt sein soll, daß die N-S-Linie einer Seite parallel läuft; der Teilungskreis soll mindestens einen Durchmesser von 6—7 cm haben. Das ganze Instrument soll in einem genau gearbeiteten Holzkasten liegen, so daß bei dem Aufklappen desselben eine 15—16 cm lange Seite der N-S-Linie des Teilungskreises parallel ist. Man hat dann nur diese Seite derjenigen Linie parallel zu halten, deren Abweichung von dem magnetischen Meridian bestimmt werden soll, und kann das Resultat unmittelbar mit großer Schärfe an der Stellung der Nadel ablesen. Die letztere soll stets stabförmig, der Kreis in 360 Grad eingeteilt sein. Doch ist auch eine Teilung jedes Quadranten in 90 Grad, wobei die Nullpunkte mit den Polen zusammenfallen, praktisch".

Ich halte nun diese zuletzt angegebene Kreisteilung weitaus für **die praktischste!** Dieselbe gestattet ein sehr genaues, natürliches Ablesen und läßt sofort erkennen, in welchem Quadranten das anvisierte Objekt liegt, was für die Orientierung sehr angenehm ist. Eigentlich bräuchten ja nur die beiden neben dem Nullpunkt liegenden Quadranten die Gradeinteilung von 0 zu 90

zu haben, wie aus späterem ersichtlich sein wird. Mißlich ist nur, daß Kompasse mit einer solchen Teilung in den Geschäften nur selten zu haben sind.

Ich finde es auch für am praktischsten, wenn der Kompaß eine runde Form, keine quadratische, hat und wenn er nicht in einem Holzkasten liegt. Der Durchmesser der Kreisteilung soll nicht unter 5 cm betragen, um die Gradeinteilung noch mit genügender Genauigkeit ablesen zu können. Auch ist darauf zu sehen, daß die Sperrvorrichtung des Kompasses bequem mit dem Daumen ein- und ausgeschaltet werden kann. Die Nadel hat am zweckmäßigsten die Form einer dünnen hochkantig stehenden Lamelle, da sie dann infolge des Luftwiderstandes schnell zur Ruhe kommt und große Richtkraft besitzt.

Der Pfeil, welcher häufig 10° westlich vom Nullpunkt angebracht ist, ist bei jeder Art der Ablesungen unberücksichtigt zu lassen, da die damit angegebene Deklination nur innerhalb eines kleinen Gebietes gültig ist. Jeder Reisende muß imstande sein, die Mißweisung der Magnetnadel selbst zu bestimmen; wie dies geschieht, ist bei Vogel (S. 88 u. f.) nachzulesen. Auf der Routenskizze ist der Betrag dieses Winkels zu notieren.

Der Kompaß muß am Südpunkt mit einem Ring zum Anhängen an einer Schnur versehen sein.

Derartige nach meinen Angaben konstruierte Kompasse sind zu beziehen bei Johannes Greiner, München, Fabrik für Präzisions-Instrumente, unter der Bezeichnung „Schlagintweitscher Routenkompaß“ (D. R. G-M. angemeldet).

II. Das praktische Verfahren bei der Aufnahme des Reiseweges: Messung und Zeichnung.

„Der Reiseweg“, sagt Richthofen, „ist die Grundlinie, an welche die Darstellung der weiteren Umgebung anzuschließen ist. Das erste Problem ist, aus seiner Länge und Gestalt zwischen einem Anfangspunkt und einem Endpunkt die Entfernung dieser beiden Punkte und die Kompaßrichtung ihrer Verbindungslinie zu bestimmen.“

a) Das Zeichnungsheft.

Diest schlägt in den vorerwähnten „Mitteilungen“ zur Wegaufnahme die Führung eines besonders vorbereiteten Iti-

nerarheftes vor „mit ca. 60 Blättern von starkem quadrierten Papier; die einzelnen Quadrate zu 0,5 cm; die Form des Heftes c. 24 cm lang 12 cm hoch[1]) der Rücken des Heftes muß an der langen Seite liegen. Dasselbe hat Ösen für einen Bleistift (Faber 3) und drei Buntstifte (grün, blau, braun). Auf beiden Deckeln außen ist ein Gummiband zur Befestigung der Handlage in der Querrichtung nahe dem Rücken doppelt angenäht".

In diesem Hefte ist die linke Seite zur größeren Hälfte für die Zeichnung bestimmt (Skizzierung des Weges und des Nachbargeländes) zur kleineren Hälfte zur Aufnahme von 6 Rubriken in folgender Reihenfolge: An, Ab, Barometer, Thermometer, Richtung, Entfernung. Die ganze rechte Seite dient zur Beschreibung der skizzierten Strecke, „wobei der Rahmen der einzelnen Abschnitte (Wegstrecken) eingehalten werden soll"!

Ich kann die Verwendung eines solchen schematisch eingeteilten Heftes nicht für praktisch halten. Dazu kommt, daß Diest die Skizzierung des Weges von oben anfängt, also von oben nach unten zeichnet, wodurch auch die Seiten verwechselt werden, also ganz gegen die Hand gezeichnet werden muß!

Vogel will ebenfalls besonders vorbereitete Blätter, in Quartformat, zur Notierung der Beobachtungen mitgeführt haben und zwar soll auf S. 1 und 3 des einmal gefalteten Blattes ein von ihm entworfenes Formular (mit 15 Rubriken) autographiert und in dieses die unterwegs gemachten Beobachtungen eingetragen werden. „Jeden Tag", sagt Vogel, „wird ein neues Quartblatt in das Feldbuch eingelegt und in demselben mit Hilfe einer am Rücken durchzogenen Schnur festgehalten. Auf den Rückseiten des Formulars wird (von unten angefangen) der Reiseweg skizziert, während im Feldbuche alle weiteren Notizen, Profile u. s. w. eingetragen werden."

„Die Feldbücher (Format 13 × 20 cm) sollen aus sehr gutem quadrierten Papier und in Wachsleinwand gebunden sein. Säcke aus Kautschuckstoff (Ballonstoff), welche wasserdicht zugebunden werden können, sind zur Aufbewahrung der Feldbücher und Routenzeichnungen sehr zweckmäßig." Ich kann mich für dieses Schema ebensowenig erwärmen wie für das Diestsche,

[1]) In einer späteren Abhandlung („Asien", 1902, I. Jahrg. Nr. 11) werden diese Maße zu 15 : 20 angegeben, was jedenfalls praktischer ist.

würde aber immerhin dem Vogelschen Vorschlage aus verschiedenen Gründen vor diesem den Vorzug geben.

Ich finde, man kommt am besten durch, wenn man sich von jedem Formular, von jedem Schema freihält. Man richte sich für die Aufnahme ein Skizzenbuch von etwa 60 Blättern, die praktisch zum Herausnehmen perforiert sein können, für die Aufnahme her, von einer Größe von etwa 20 : 16 cm, von weißem, mittelstarkem Papier, das Heft mit einer Vorrichtung zum Anhängen versehen (Durchlochung einer Deckelecke oder Ring am Rücken). Die Vorderseite der Blätter dient zum Skizzieren, die Rückseite zu Notizen, Rundsichten etc.

Ausgerüstet mit einem solchen Skizzenbuch, Kompaß mit der empfohlenen Einteilung, Uhr, Bleistift (dieser auch zum Umhängen hergerichtet), Kartentasche (23 h., 19 br., am Leib zu tragen) mit den üblichen Gegenständen (farbige Bleistifte, Reservestifte, Füllfeder, Radiergummi, Reservekompaß, Zirkel, durchsichtiger Transporteur, metrisch geteiltes Lineal, Übersichtskarte etc.), einem Aneroid zum Höhenmessen und Thermometer in C. ist man für die Itineraraufnahme mit allem Nötigen wohl versehen.

Die Aufnahme kann sowohl zu Fuß als zu Pferd oder vom Kamel aus gemacht werden. Für die Genauigkeit der Aufnahme ist natürlich die Aufnahme zu Fuß vorzuziehen; ist man aber einmal zu Pferde eingeübt, so klappt auch da die Sache recht gut. Freilich ist in manchen Gegenden, wie in den Tropen, die Benützung eines Pferdes ausgeschlossen. Von großem Vorteil der Aufnahme zu Pferd ist auch, daß man sich körperlich viel frischer hält, mehr sieht und schneller vorwärts kommt, also mehr leisten kann als zu Fuß. Dazu kommt, daß z. B. im Orient kein nur einigermaßen der besseren Klasse zugehöriger Mensch zu Fuß reist, sondern zu Pferde oder zu Esel oder im Wagen (arabâ). Der Reisende also, der zu Fuß „herumwandert“ („yürür“ wie der Türke sagt), würde bei den Eingeborenen geradezu an Ansehen einbüßen. An ruhigen, gut gehenden, willigen Pferden ist z. B. in Kleinasien kein Mangel; Ankaufspreis im Innern ca. 200 Mk.

Aber auch vom Wagen aus kann eine Wegaufnahme ausgeführt werden. So habe ich die letzte Strecke der Route Sandykly-Afiûn Karahissar von Sattelhöhe 3 aus (siehe Tafel IV) in der

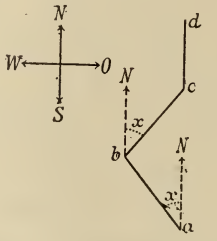
Arabâ, die wir für unser Gepäck mitführten, halb liegend, halb sitzend, aufgenommen, — eine Fahrt von $1^1/_4$ Std. Zeitdauer.

Bei der Aufnahme zu Fuß und einer Arbeitszeit von 4 Std. vor- und 4 Std. nachmittag kann man durchschnittlich täglich eine Strecke von 20—24 km bearbeiten — zu Pferd das Doppelte.

b) Messungen in der Horizontale.

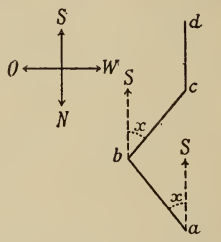
Vor dem Beginn der Aufnahme wird man sich darüber orientieren, nach welcher Himmelsgegend zunächst der bevor-

I, a
Marschrichtung nach Nord:



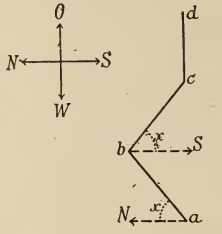
Ablesungen im 1. u. 4. Quadranten:
für ab: NxW
„ bc: NxO
„ cd: N

I, b
Marschrichtung nach Süd:



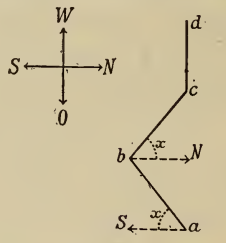
Ablesungen im 2. u. 3. Quadranten:
für ab: SxO
„ bc: SxW
„ cd: S

I, c
Marschrichtung nach Ost:



Ablesungen im 1. u. 2. Quadranten:
für ab: NxO
„ bc: SxO
„ cd: O

I, d
Marschrichtung nach West:



Ablesungen im 3. u. 4. Quadranten:
für ab: SxW
„ bc: NxW
„ cd: W

stehende Weg geht, ob nach N, S, O oder W; diese wird dann der obere Rand des Zeichnungsblattes, in dessen linke obere Ecke die dem entsprechende Lage der Windrose einzuzeichnen

ist. Die Skizzen I zeigen in schematischer Weise, wie in den 4 Hauptfällen der Marschrichtung die Ablesungen mit dem Kompaß sich ergeben. (—— Wegrichtung; ----- einspielende Hälfte der Magnetnadel.)

Ich mache besonders darauf aufmerksam, daß immer vom Nord- oder vom Südende der Nadel weg abgelesen und auch so aufgeschrieben werden muß; also z. B.: S 10 W und nicht W 10 S; denn für die Konstruktion gäbe W 10 S d. h. also von West weg 10° nach Süd eine ganz andere Richtung als S 10 W, d. i. von Süd weg 10° nach West! Auch darf man sich beim Ablesen durch die aufgedruckten Buchstaben O und W nicht irre machen lassen!

Man beginnt nun die Einzeichnung der Routenskizze am unteren Rande des Blattes, in der Mitte, oder wenn bald eine Richtung nach rechts oder links zu erwarten ist, etwas links bezw. rechts der Mitte. Das erste Wegstück wird ungefähr in der abgelesenen Richtung eingezeichnet, die Peilung der gepeilten Linie entlang oder rechts, die Abgangszeit links des Abgangs- (später Bruch-) Punktes eingetragen. Diese Ordnung wird im weiteren Verlauf der Skizze streng beibehalten.

Der Kompaß wird zum Ablesen in der linken Hand gehalten, dicht an die Brustmitte Null-Punkt nach vorn, N-S-Linie in die Wegrichtung gestellt. Bei einiger Übung kann die Ablesung auf 5° genau gemacht werden, was genügt.

Natürlich muß man beim Ablesen des Kompasses einen Augenblick innehalten — ob man zu Fuß oder zu Pferde ist. Alle durch Ablesungen oder andere Veranlassungen, Halten, verursachten Stockungen sind bei den Zeiten zu notieren — entweder in Bruchform oder nebeneinander, z. B.: $1\frac{20}{16}$ oder $1^{16}/_{20}$ heißt 16 an, 20 ab (also 4 Minuten Aufenthalt).

Bei jeder erheblichen Wegebiegung wird wieder gepeilt, die Zeiten eingetragen.

Ändert sich die Marschrichtung längere Zeit nicht, so empfiehlt es sich doch von Zeit zu Zeit, etwa alle 5—10 Minuten, besonders in waldigen Gegenden, auf den Kompaß zu sehen, um sich zu vergewissern, daß die Richtung wirklich gleich geblieben ist. Sind die Ablesungen immer dieselben, so brauchen sie nicht in die Skizze eingetragen zu werden.

Ansteigender Weg wird durch ≦, fallender durch ≧ angedeutet (mit Bemerkungen wie: steil, fällt langsam etc.).

Die Richtung der passierten Wasserläufe ist durch Pfeile anzugeben, Breite und Wassertiefe in Meter zu notieren.

Es ist natürlich unmöglich alle Biegungen des Weges im richtigen Winkelverhältnis einzutragen; es genügt vollkommen, wenn ein annäherndes Bild des Verlaufes des Weges in seinen Krümmungen wiedergegeben wird und die größere oder geringere Abweichung der neuen Wegrichtung nach rechts oder links von der vorhergegangenen zum Ausdruck gebracht ist. Die Fehler, die gemacht werden, kompensieren sich eben gegenseitig.

Ebenso ist es unmöglich und auch unnötig, die Wegstrecken zwischen den einzelnen Peilungen in ihrem richtigen Längenverhältnis wiederzugeben; es genügt auch hier dies annähernd auszudrücken, indem man etwa 5 Mt Marschzeit ca. $^1/_2$ cm Länge gibt.

Als Maß für die zurückgelegten Wegstrecken habe ich in ebenem Gelände folgendes als zutreffend gefunden:

Zu Fuß: gewöhnlicher Schritt 1 km in 12 Mt (80 m in 1 Mt).

Zu Pferd: im Schritt 1 km in 10 Mt (100 m in 1 Mt)

„ „ u. Trab 1 „ „ 6 „

„ Trab 1 „ „ 4 „

„ Galopp 1 „ „ 2 „

Für das „Kamel im Karwanenschritt“ (auf ebenem Wege) hat Jordan 4 km=1 Stunde mit großer Regelmäßigkeit gefunden. Maultiere und Reitkamele legen nach Th. Fischer $5^1/_2$ km in der Stunde zurück. Im Wagen kann man der Konstruktion, wenn langsamer Trab gefahren wird, eine Geschwindigkeit von 6 Minuten pro km zugrunde legen. Jede Änderung in der Marschgeschwindigkeit muß natürlich auf dem Itinerar vermerkt werden. Für unebenes Terrain muß natürlich die nach der Uhr gemessene Entfernung einer Reduktion unterzogen werden; sie wird am besten gleich an Ort und Stelle vorgenommen. So verkürzt Ramsay seine Normalstrecke für 5 Minuten Marschzeit = 400 m (auf der Horizontalen bei gutem Weg) im Gebirge bis auf 150 m.

Das Gelände zu beiden Seiten des Weges wird durch Formlinien, „unkotierte Gefühlsisohypsen“ (Uhlig) dargestellt. „Es muß Grundsatz sein,“ sagt Diest, „daß bei einem Itinerar das seitwärts liegende Gelände soweit wie irgend möglich in den Bereich der Beobachtungen und Messungen gezogen werde“. Hierzu dienen Fernpeilungen hervorragender Terrainobjekte (Bestimmung eines seitlichen Punktes

durch Schnitt von zwei, besser drei Peilungen von verschiedenen, nicht zu nahe beieinander liegenden Standorten) und Rundpeilungen (Panoramen). Die Peilungen können entweder mit gewöhnlichem Taschenkompaß oder, wegen größerer Genauigkeit, wie schon erwähnt, besser mit der Schmalkalderbussole ausgeführt werden, mit Benützung des Stativs. Sehr großen Wert haben auch Rückwärtspeilungen bereits passierter Objekte, besonders wenn dieselben auf oder dicht an der Route liegen.

Ein sehr einfaches Mittel, das Winkelmaß entfernter Punkte zu einander, wie deren Entfernung vom Standpunkte aus, auf rohe Weise ohne Instrumente, also nur ungefähr zu bestimmen, bietet die Messung mit dem Daumenabstand. Streckt man nämlich den Arm wagrecht aus und hält den Daumen senkrecht nach oben, so verschiebt sich letzterer um etwa 6°, wenn man ihn erst mit dem einen und dann mit dem anderen Auge avisiert. Die Entfernung des Auges vom Daumen beträgt bei dieser Stellung durchschnittlich 57 cm, Dies abgerundet auf 60 cm, so ist das Tangentenverhältnis für $1°: \frac{1}{60}$, für $6°: \frac{6}{60} = \frac{1}{10}$. Man schätzt nun zunächst die Entfernung zwischen den beiden Daumen auf dem anvisierten Objekt, multipliziert mit 10 und hat damit die gesuchte Entfernung.

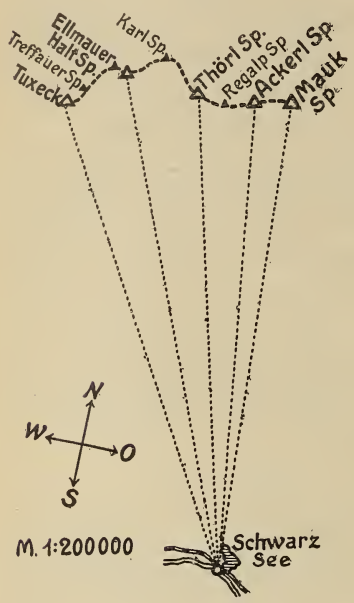
Als Beispiel diene eine Messung dieser Art nach dem Kamme des Wilden Kaisers (Skizze 2 und 3). Die Entfernung zwischen den beiden Daumenabständen wurde zu 1500 m geschätzt; demnach betrüge die Entfernung vom Beobachtungsorte 15 km; tatsächlich beträgt sie 13 km. Geschätzte Längenausdehnung des Kammes von Tuxeck bis zur Mauckspitze: $1500 \times 3^2/_2$ Daumenabstände $= 5^1/_4$ km; tatsächlich 6 km.

Je geringer die Entfernung, desto genauer wird das Verfahren.

Skizze 2.
Der Wilde Kaiser von der Haltstelle Schwarzsee von Kitzbühel aus.

Vogel empfiehlt für die Aufnahme des entfernten Seitengeländes die Herstellung von photogrammetrischen Rund-

sichten. So wertvoll das photogrammetrische Verfahren für die genaue Topographierung im allgemeinen ist, so ist es doch für das itinerarische Aufnehmen nicht recht geeignet. Es ist vor allem zeitraubend, erfordert die Mitnahme eines eigenen, besonders eingerichteten photogrammetrischen Apparates mit Stativ (Zeiss'scher Feld-Phototheodolit, mit Ausrüstung rund 6000 Mk.!, Gewicht 22 kg), Hilfskräfte, genaue Festlegung der Basispunkte. Ein kleiner Photogrammeter für Reisezwecke, im Format von 9×12, ist zu beziehen von Mechaniker Sedlbauer, München, für 360 Mk.; Gewicht mit Verpackung, Platten, Stativ 3,5 kg. (Siehe Neumayer, Anleitung, 3. A. I. Bd. im Abschnitt: „Die Photogrammetrie als Hilfsmittel der Geländeaufnahme" von Dr. Finsterwalder.)



Skizze 3.

Hält man sich längere Zeit an einem Orte auf, so wird man versuchen, Spezialaufnahmen von Ortschaften, Ruinenanlagen zu machen. Zu solchen örtlichen Aufnahmen ist ein kleines Skizzierbrett (etwa 26×36 cm) sehr praktisch; hierüber gibt Vogel in seiner schon angezogenen „Aufnahme" nähere Beschreibung und Anleitung (§ 12, S. 101—103).

c) Messungen in der Vertikale.

Außer den Messungen in der Horizontalen sind auch solche in der Vertikalen auszuführen.

Für itinerarisches Aufnehmen gibt es zur Höhenmessung kein anderes Instrument als das Aneroid (Federbarometer); es ist wegen der großen Einfachheit seiner Handhabung, der Leichtigkeit des Transportes den anderen Höhenmeßinstrumenten, Quecksilberbarometer, Siedethermometer, entschieden vorzuziehen. Zur genauen Ablesung darf das Instrument keinen kleineren Skaladurchmesser haben als $6^1/_2$ cm. Wegen der bedeutenden Ein-

wirkung der Lufttemperatur auf das Aneroid empfiehlt es sich ein kompensiertes Instrument zu benützen, d. h. ein Aneroid, das gegen den Wärmeeinfluß unempfindlich gemacht ist. Ist letzteres nicht der Fall, so ist bei jeder Ablesung des Luftdrucks noch eine Temperaturkorrektion vorzunehmen; es muß hierzu jedesmal die Temperatur des Instruments abgelesen werden, wozu dasselbe mit einem inneren Thermometer versehen ist, dann muß diese mit einem Temperaturkoeffizienten multipliziert und mit dieser Zahl der abgelesene Luftdruck reduziert werden. (Vogel S. 110.)

Der Stand des Aneroids ist kurz vor dem Aufbruch, beim Eintreffen im Nachtquartier, dann unterwegs an jedem bemerkenswerten Ort (Sattelhöhen, Pässe, Berggipfel, Brücken) abzulesen und an der betreffenden Stelle mit der Temperaturablesung im Itinerar zu notieren.

Die besten deutschen Aneroide liefert Bohne, Berlin; ein solches Instrument, mit 67 mm Durchmesser, kompensiert, in Ledertasche mit Riemen zum Umhängen, kostet für 2500 m Höhen eingerichtet 65 Mk., für 5000 m 80 Mk. (zu beziehen durch Sprenger, Berlin). Bezüglich der Ausführung der Höhenberechnung verweise ich auf die diesbezüglichen Anleitungen (Vogel, § 25, S. 139—143).

Zum Ablesen der Lufttemperatur hat man ein Schleuderthermometer zu führen (in Kautschuk- oder noch besser Nickelröhre, bei Sprenger, Berlin, 6 Mk.).

In das Itinerar sind ferner noch aufzunehmen Notizen über Vegetation, Bodenbeschaffenheit etc. Sehr wertvoll sind auch Einträge geologischer Beobachtungen über Gesteinsarten, Streichen und Fallen von Schichten; die eigene Mitführung eines geologischen Kompasses ist hierzu nicht notwendig. —

Manche wollen von einer Aufzeichnung des Reiseweges während des Marsches ganz absehen und sich nur mit Aufschreibungen über Peilungen, Marschzeiten, Geländebeobachtungen begnügen. Die Zeichnung soll erst später auf Grund dieser Notizen nach Rückkehr zu Hause entworfen werden. Ich halte dieses Verfahren nicht für zweckmäßig; die unmittelbare graphische Wiedergabe des Gesehenen ist für die spätere Konstruktion der Karte, für die ganze Auffassung des Geländes doch von zu großem Werte, als daß man der Itinerar-Zeichnung ganz entraten könnte.

Für diese Methode findet sich übrigens ein interessantes gut durchgeführtes Beispiel in der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, 25. Band (Berlin 1890), Artikel IV: „Der Hedjäz und die Straße von Mekka nach Medina", mit einem beigegebenen Itinerar dieser Straße, lediglich konstruiert nach der Beschreibung des Obersten Muhammed Bey Sadik.

Höhenwinkel können, in ähnlicher Weise wie Sehwinkel, bei ausgestrecktem Arm mit einem lotrecht gehaltenen Zentimetermaßstab gemessen werden. Man hält den Nullpunkt des Maßstabes nach oben in Deckung mit dem höchsten Punkte des zu messenden Objektes und bestimmt mit dem Daumen den Punkt am Maßstabe, der nach Schätzung mit dem Auge in einer Horizontalen liegt; die abgelesene Zentimeterzahl entspricht der Winkelgröße in Graden.

III. Die Arbeit im Quartier oder Lager.

Nach Ankunft im Nachtquartier (Lagerplatz) soll der Reisende es nicht versäumen, sein ganzes Itinerar nochmals durchzusehen, nach dem Gedächtnis die nötigen Ergänzungen anzubringen, Unklarheiten (besonders in der Ortsbezeichnung) und Fehler zu beheben, Wegelinie, Namen und Zahlen mit Tinte (Füllfeder!) oder Tusche nachzuziehen.

Das ganze Itinerar richtig an jedem Abend reinzuzeichnen, also zu konstruieren, wie es manche Anleitungen verlangen, halte ich für ganz unmöglich und glaube auch nicht, daß diejenigen, die ein solches Verlangen stellen, dies selbst ausgeführt haben. Man bedenke nur die große Ermüdung, welcher der Reisende untertags ausgesetzt war, das fortwährende anstrengende Beobachten, Ablesen, Aufzeichnen, Herumreiten und man wird einsehen, daß man im Quartier der Ruhe und Erholung pflegen muß. Die oben angeführten Arbeiten kann aber wohl jeder, ohne sich allzusehr anzustrengen, ausführen.

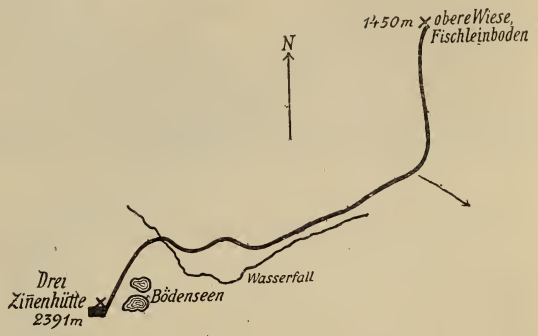
Zudem muß noch eine andere Arbeit unter allen Umständen erledigt werden: nämlich die Führung des Tagebuches, das keinen Tag unterbrochen werden darf. „Am Abend jedes Tages", sagt Richthofen, „wird das Tagebuch mit Gewissenhaftigkeit und Ausführlichkeit mittels Feder und Tinte geschrieben; zugleich werden die kartographischen, geologischen und landschaftlichen Skizzen mit mehr Sorgfalt ausgeführt. Das Tagebuch sollte in Großoktav- oder Quartformat sein."

Hiermit schließe ich meine Ausführungen. Die beste Ergänzung zu denselben ist natürlich die praktische Unterweisung

durch einen Dritten mit eigener Erfahrung. Doch ist ja das ganze Verfahren des itinerarischen Aufnehmens so einfacher Art, daß man auch allein zurechtkommt; ein oder zwei Versuche und man ist mitten drinn!

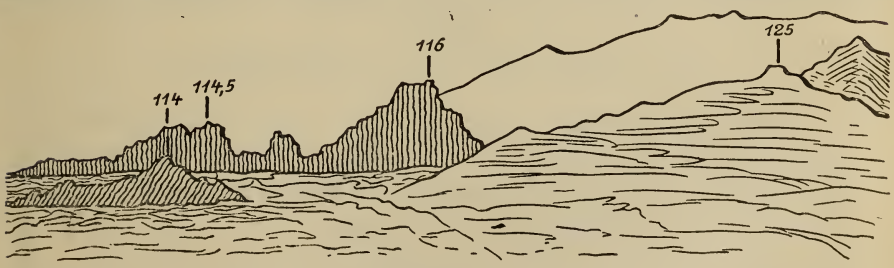
Als Beispiel für die vorgeschlagene Methode lege ich zwei Itineraraufnahmen bei; die eine (Tafel IV, linke Hälfte) ist ein Teil einer Aufnahme zu Pferde der Strecke Sandykly-Afiûn Karahissar im westlichen Kleinasien, durch kupiertes Gelände führend; Skizze 4 gibt das konstruierte Kartenbild dieses Routen-

Skizze 4.



Skizze 5.

teils in 1 : 500000. Tafel IV, rechte Hälfte, soll als Beispiel dienen für eine Wegaufnahme im Hochgebirg. Die allgemeine Marschrichtung ging nach Westen, daher ist das Blatt so orientiert, daß Westen oben ist. Es empfiehlt sich hier, möglichst weite Visuren zu nehmen, sich nicht auf die vielen Wegkrümmungen einzulassen. Bei den steilen Böschungsverhältnissen ist zur Darstellung der Wandabstürze die Anwendung von Schraffen

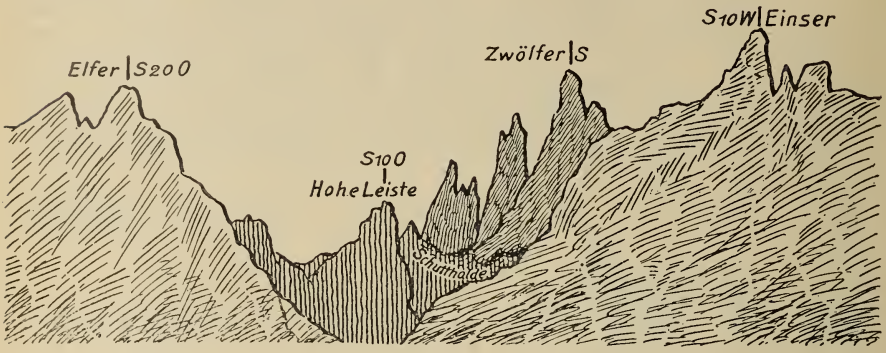


Skizze 6.

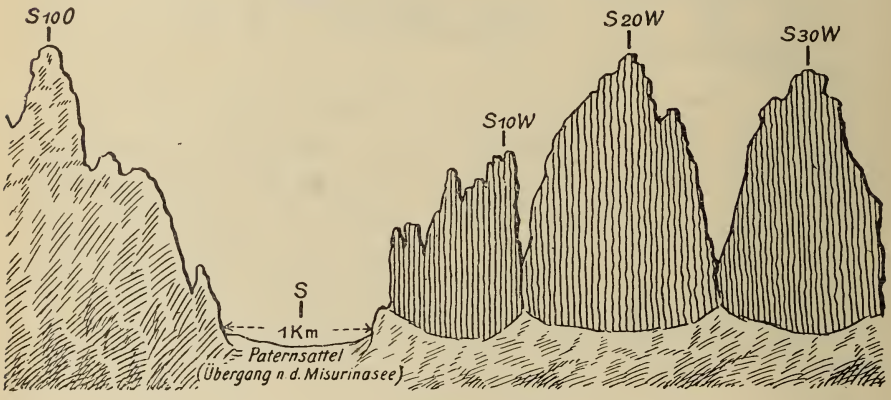
Panorama gegen Afiûn-Karahissar von der Sattelhöhe 3 aus aufgenommen, 4^{30} a., mit der Schmalkalderbussole.

angezeigt. Skizze 5 gibt die Einzeichnung des Weges in der österreichischen Generalstabskarte in 1 : 75000.

Die zu diesen beiden Routen gehörigen Panorama-Aufnahmen zeigen die Skizzen 6, bezw. 7 und 8.



Skizze 7.
Blick nach Süden, vom Abgangspunkt aus (obere Wiese), 7^{15} v. (Talschluß).



Skizze 8.
Blick nach den 3 Zinnen, von der Zinnenhütte aus.

Eine Itinerarskizze nach der hier vorgeschlagenen Manier aufgenommen gibt auch H. Kiepert in der I. Auflage von Neumayers „Anleitung“ (Berlin 1875) in dem Abschnitt: „Topographische Beobachtung und Zeichnung“. —

Die Zusammenstellung der aufgenommenen Itinerare zu einer Karte ist Sache der kartographischen Fachleute. Immerhin soll der Reisende selbst versuchen, einige seiner Aufnahmen zu

Reise in Kleinasien 1897.

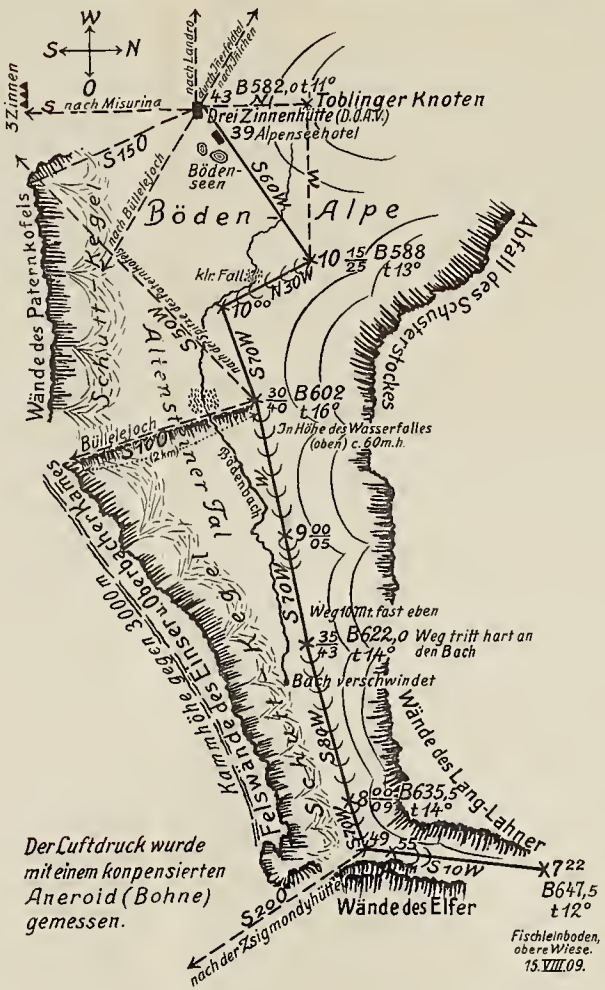
Beispiel einer Routenaufnahme in Gebrochener Linie, die ungefähr der Marschrichtung entspricht.

Visuren.

Routenlinie, neu erbaute Strasse 1. Ordnung 4 m breit.

(noch in keiner Karte eingetragen)

Beispiel einer Routenaufnahme im Hochgebirg.



Lith. Anst. v. Hub. Köhler, München.

konstruieren (in 1 : 100000) und die gewonnenen Resultate mit einer guten Karte vergleichen. Es ist dies eine vortreffliche und lehrreiche Übung und hat keine Schwierigkeiten. Man braucht hierzu keine anderen Instrumente als Maßstab, Zirkel und Horntransporteur. Nicht zu vergessen die Berücksichtigung der magnetischen Ortsdeklination!

Es ist erstaunlich, was ein gut geführtes Itinerar leisten kann, auch ohne „astronomisch bestimmte Stützpunkte". Sind doch die weißen Flächen auf den Atlanten des schwarzen Erdteils fast nur auf Grund solcher Itinerare ausgefüllt worden!

Reise und Ergebnisse der Zweiten Deutschen Turfan-Expedition.

Mit 5 Tafeln.

Vortrag gehalten am 2. Dezember 1909 von Dr. A. von Le Coq.

Der Orientierung halber möchte ich zunächst einladen, einen Blick auf die Karte zu werfen. Das Land Ost-Turkistan bildet eine ungeheure Mulde, eingeschlossen von einigen der höchsten Gebirge unseres Planeten, nämlich im Norden vom Tien-schan, im Westen von den Pamirs, im Südwesten von den Karakoram-Ketten und im Süden vom Kwenlün. Nach Osten zu bilden die Sümpfe des Lobgebietes eine Art Abschluß. Der weitaus größte Teil dieses Territoriums ist Wüste, welche im Osten, Süden, Westen und im Zentrum aus wanderndem Dünensand besteht, hier und da unterbrochen durch ausgedehnte tote oder absterbende Waldungen oder Tamarisken-Jangal, wenn sich in der Nähe Flußläufe befinden. Nur die dem Lopenor zuströmenden Flüsse bringen an ihren Ufern eine geringe Vegetation hervor und bieten Gelegenheit zum Ackerbau, der infolge des sehr sparlichen Regens gänzlich auf Irrigationsanlagen angewiesen ist.

Die Bevölkerung des Landes scheint schon in den frühesten Zeiten, von denen wir überhaupt Kunde haben, recht heterogen gewesen zu sein.

Zunächst finden wir schon in alter Zeit eine Reihe von größeren und kleineren, feste Städte besitzenden Oasenstaaten am Rande unserer Mulde; sie sind am häufigsten am Nord- und Westrand, sowie im Südwestgebiet. Sie trieben Ackerbau und

Handel; speziell vermittelten sie den Seidenhandel zwischen China und Persien.

Diese bereits im Besitze nicht unerheblicher Kulturgüter befindlichen Städtebauer möchte ich für Ost-Iranier halten.

Im Ilital auf der Nordseite des Tien-schan saß dagegen ein nomadisches Volk, welches von den Chinesen mit dem Namen der Sö (in alter Aussprache: Sak) bezeichnet wurde, während im Südosten, in den damals noch bewohnbaren Gegenden westlich von Shachou ein anderes Nomadenvolk hauste, welches den Chinesen unter dem Namen der Yüe-tschi bekannt war.

Im zweiten vorchristlichen Jahrhundert begann die türkisch-mongolische Wanderung: ein türkisches Volk, die Hiung-nu, drängte vom Quellgebiet des Hoang-ho nach Westen vor und besiegte die Yüe-tschi nach heftigem Kampf.

Dies hatte zur Folge, daß ein Teil der Yüe-tschi nach Süden flüchtete, wo er bei den nördlichen Tibetern Schutz fand, die Hauptmasse der Yüe-tschi aber zog zum Tien-schan herauf und vertrieb die Sak aus dem Ilital. Diese flüchteten nach Westen, die Yüe-tschi aber wurden ihrerseits durch Verbündete der Hiung-nu aus dem Ilital vertrieben.

Nach dieser neuen Niederlage unterwarf sich ein Teil der Yüe-tschi den Hiung-nu und kehrte in das eigentliche Turkistan zurück, den Hiung-nu aber gelang es nach diesen Erfolgen, die eigene Botmäßigkeit den festen Städten des Landes aufzuzwingen.

Die Hauptmasse der besiegten Yüe-tschi dagegen zog, stets die Sak vor sich herschiebend, nach Bactrien, nach dessen Eroberung sie nach Indien vordrangen und, augenscheinlich nach Verschmelzung mit den Sak, dort das Reich der Indo-Skythen gründeten.

Dieses Reich der Indo-Skythen umfaßte große Teile Nordindiens, ganz Afghanistan und Teile von Turkistan und ist für uns wichtig, weil durch die indo-skythischen Herrscher der Buddhismus in Zentral-Asien auf das eifrigste verbreitet wurde.

Die Sak sind mit den „Saka“ der Perser zu identifizieren und der allerneuesten Forschung ist es gelungen, in den Yüe-tschi einen Zweig der Skythen zu erkennen. Ptolemäus hat somit Recht behalten mit seiner Bezeichnung unseres Landes als Scythia ulterior. Es ist unseren Expeditionen gelungen, zahlreiche Sprachdenkmäler dieses Volkes dem Schutt und den Sandanhäufungen Turkistans zu entreißen. Das Studium dieser Texte hat ergeben, daß die Sprache dieser Skythen dem indogermanischen Sprach-

stamm angehört und zwar merkwürdigerweise nicht etwa dem indo-iranischen, sondern dem europäischen Zweige zuzuzählen ist. Die Sprache steht dem Graeco-Italischen und dem Germanischen nahe und lehrt uns die erstaunliche Tatsache, daß eine europäische Völkerschaft in den letzten vorchristlichen Jahrhunderten bis in das eigentliche China hinein gewohnt hat. Durch die Entdeckung der Sprache erklärt sich auch die oft angezweifelte Behauptung der frühen chinesischen Historiker, daß die in den uns angehenden Gegenden wohnenden Völker rote Haare und blaue Augen besessen hätten (vgl. Seite 184).

Um die Entstehung der merkwürdigen Kunst zu schildern, die wir in Turkistan vorfanden, müssen wir auf den makedonischen Welteroberer zurückgreifen. Durch die Eroberung Nordindiens durch Alexander den Großen war zuerst griechische Kunst nach Bactrien und nach Nordindien verpflanzt worden. Speziell in der äußersten Nordwestecke Indiens, in Gandhara, dem heutigen Gebiete von Swat und Bağaur, hatte sie unter den Nachfolgern Alexanders festen Fuß gefaßt. Nachdem die Skythen dieses Land erobert und ihre Könige den Buddhismus eifrig zu fördern begonnen hatten, entwickelte sich hier auf griechischer Grundlage eine neue buddhistische Kunst. Dies geschah, indem man z. B. den Apollo- oder Bacchustypus zum Buddha, den Typus des Zeus zum Brahmanen umdeutete, wobei die bekannten griechischen Vorbilder mehr und mehr durch die Individualität der mischblütigen Künstler beeinflußt wurden. Die antike Kompositionsweise und Formengebung blieb, doch gelang es der neuen Kunst, ihren Typen einen ganz eigenen Geist einzuflößen, einen Geist, der sogar an und für sich abstoßenden Darstellungen Adel und Würde zu verleihen imstande war. So entstand unter gleichzeitiger Beeinflussung durch die Nähe Bactriens die Gandhara-Kunst, welche durch die buddhistische Propaganda in Turkistan Eingang fand und alsbald allgemein dort ausgeübt wurde.

Die Hiung-nu waren allmählich aus den chinesischen Annalen verschwunden und nach Westen gezogen, wo ihre Nachkommen als Hunnen in unserer Geschichte auftraten. Die von ihnen unterjochten Völkerschaften Turkistans scheinen sich im Westen, bis Kutscha, lange ziemlich frei gehalten zu haben von Vermischung mit den türkischen Herren und werden nach unseren späteren Funden (aus dem 4.—5. Jahrhundert?) als ein Volk

sassanidisch-persischer Kultur und buddhistischen Glaubens geschildert werden müssen. In diesen Gegenden, also im Westen Chinesisch-Turkistans, traf sich demnach die Gandhara-Kunst neuerdings mit persischen Kunstübungen und ebenso scheint der Buddhismus jener Gegend ziemlich mächtigen, im Augenblick noch nicht genau festzulegenden iranischen Einflüssen ausgesetzt gewesen zu sein.

Die neue Kunst wanderte weiter nach Osten, nach Kurla, Turfan und nach Komul, hier aber waren die iranischen Städtegründer um 600 n. Chr. größtenteils verschwunden und wir finden an ihrer Stelle ein buddhistisches Volk türkischer Zunge, die Uighuren, das erste türkische Volk, welches früh einen hohen Grad von Kultur erreicht hat. Mit diesen Uighuren haben sich speziell meine Grabungen befaßt. Im Lande der Uighuren machten sich indessen noch andere höchst wichtige Einflüsse bemerkbar, nämlich einerseits die Religion des Mani und andererseits das Christentum, die beide unter den Uighuren zahlreiche Anhänger gehabt haben. Von Turkistan aus brachten die Bekenner des Buddhismus ihre neue Kunst nach China, Korea und schließlich nach Japan. Die religiöse Kunst Ostasiens ist demnach nicht autochthon, sondern auf griechisch-indischer Basis entstanden.

Bis vor kurzem waren unsere Kenntnisse ostturkistanischer Altertümer außerordentlich beschränkt, aber anfangs der neunziger Jahre brachte der Engländer Bower eine prächtige alte Handschrift aus Kutscha nach England, ohne indes an Ort und Stelle weitere Forschungen anzustellen. Auch die Agenten der russischen und englischen Regierungen in Kaschgar erhielten hier und da alte MSS. aus Chotän und anderen Gegenden Ost-Turkistans. Die Russen haben zuerst planmäßig gegraben und zwar war es außer den Herren Grum-Grzimailo und Donner-Munck der Akademiker Klementz, der im Jahre 1898 eine größere Reise zur Erforschung der Altertümer Turfans unternahm. Seine Resultate bestanden in einigen wenigen uighurischen MSS. und fünf oder sechs kleinen, meist zerbrochenen Bildern. Nach ihm machte Dr. Marc Aurel Stein im Dienste der anglo-indischen Regierung seine bemerkenswerte Reise nach Chotän, deren Ergebnisse er in 12 Kisten nach England sandte. Hierauf folgten Prof. Grünwedel und Dr. Huth im Jahre 1902/03, die uns aus Turfan 46 Kisten sandten und darauf meine Reise, deren Resul-

tate 103 Kisten füllten [1]). Endlich hat Grünwedel uns im Juni 1907 weitere 130 Kisten mitgebracht [2]).

Die Erfolge der ersten Grünwedelschen Turfan-Expedition waren höchst bedeutend und erregten in weiten Kreisen das größte Interesse. Ich nenne, als speziell wichtig, die Beibringung eines kostbaren archäologischen Materials durch Grünwedel, die wichtige Entdeckung von Bruchstücken des Sanskritkanons der Buddhisten durch Pischel und die Entzifferung der bis dahin nicht erkannten manichäischen Schrift durch Dr. F. W. K. Müller.

Beim Bekanntwerden dieser epochemachenden Ergebnisse beschlossen die Regierungen von England, Frankreich, Rußland ihrerseits Expeditionen in dieses Land der wissenschaftlichen Schätze zu entsenden und um auch Deutschland in diesem lobenswerten Wettbewerb von neuem vertreten zu sehen, beschloß das Deutsche Komitee zur Erforschung Mittelasiens auf Betrieb des Geheimrat Pischel, eine zweite Mission in jene Gegend zu entsenden, deren Leitung mir übertragen wurde.

Der Aufbruch fand Anfang September 1904 statt. Nach einer ereignislosen Reise mit der sibirischen Bahn über Moskau nach Omsk fuhr ich mit meinem Begleiter Bartus den Irtysch herauf nach Semipalatinsk und von dort mit der russischen Post nach dem Grenzorte Bakhty. Von hier aus überschritten wir die chinesische Grenze und gingen am 17. Oktober weiter. Nach einer sehr beschwerlichen sechzehntägigen Reise zu Pferd durch eine nur hier und da von Oasen (Schicho, Manas) belebten Wüstenlandschaft erreichten wir Urumtschi, die malerisch gelegene Hauptstadt Chinesisch-Turkistans (60—70 000 Einwohner). Nachdem wir dem chinesischen Vizekönig unsere Aufwartung gemacht, ritten wir nach Turfan weiter und legten den Weg durch die öden Bergpässe des Tien-schan in sechs Tagen zurück.

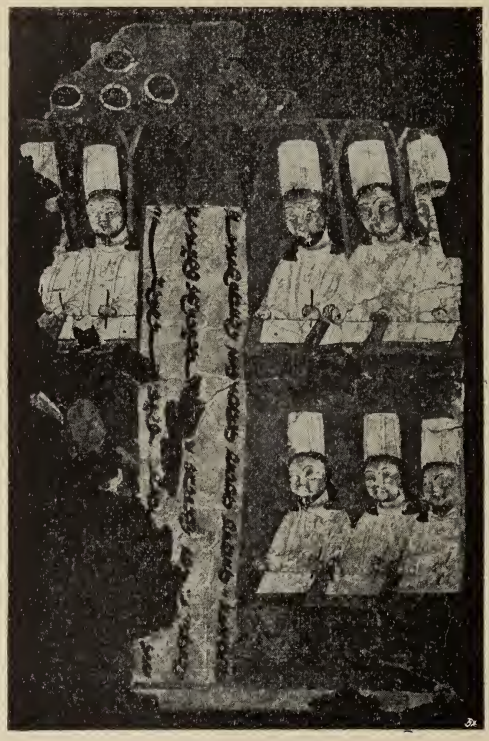
Am 18. November 1904 erreichten wir unser Reiseziel, den etwa fünf deutsche Meilen östlich von Turfan gelegenen Flecken

[1]) Erste Deutsche Turfan-Expedition G.-H. 1902/3. Zweite Deutsche Turfan-Expedition (Erste Kgl. Preußische) A. v. Le Coq 1904—6. Dritte Deutsche Turfan-Expedition (Zweite Kgl. Preußische) Grünwedel und v. Le Coq 1906—7.

[2]) Zu fast gleicher Zeit wie die Herren Grünwedel und Huth hatte auch Japan den buddhistischen Priester Grafen Otani nach Turkistan entsendet, der in Kutscha mit ziemlichem Erfolg gegraben haben soll. Dr. Stein ist seit kurzem von einer neuen, höchst erfolgreichen Reise zurückgekehrt, deren Resultate er in 100 Kisten glücklich nach London gebracht hat.

Kara-chodscha und stiegen in der unmittelbar an der Mauer der Ruinenstadt Idiqutschahri (Kaočang) (Tafel V) gelegenen Wohnung des Bauern Sabit ab, wo wir volle acht Monate hausen sollten. Die kolossale Mauer, die ein Gelände von ca. 7500 Fuß im Geviert umfaßt, ist noch heute in einer Höhe von über 60 Fuß erhalten und, wie die zum Teil sehr ausgedehnten Ruinen in

Fig. 1a.



Manichäisches Buchblatt (Vorderseite).

der Stadt selbst, aus sehr zähen Luftziegeln auf einer Plattform von gestampftem Lehm erbaut. Das auffallendste Gebäude ist eine Stufenpyramide von ungefähr 22 m im Quadrat. Jede der drei Terrassen zeigt sechs Nischen, in denen früher reich bemalte und vergoldete Buddha-Figuren angebracht waren. Es liegt nahe dem östlichen Tor und war wohl das Mausoleum eines buddhistischen Priesters oder Königs. In unmittelbarer Nähe, süd-

westlich von diesem Gebäude, fanden sich die Ruinen eines großen Klosters, dessen Zellen noch ziemlich gut erhalten waren. Syrische Inschriften an den Wänden und Funde von syrischen MSS.-Fragmenten riefen die später bestätigte Annahme hervor, daß hier ein Kloster christlicher (nestorianischer) Mönche gestanden habe. Daneben eine persisch anmutende Anlage auf einem

Fig. 1 b.

Manichäisches Buchblatt (Rückseite).

Lößhügel (Tafel VI). Endlich im Zentrum der Stadt stießen wir auf eine große Anlage, die ich als ein System von drei ungeheuren Sälen mit seitlichen Gewölbeannexen beschreiben möchte. An der Westwand des nördlichen Saales fand sich das große, leider stark zerstörte Wandgemälde eines manichäischen Hohenpriesters in vollem Ornat, umgeben von seinem weißgekleideten Klerus. Inschriften in uighurischer und in manichäischer Schrift geben

die Namen der minoren, kleiner dargestellten Kleriker, während mancherlei Anzeichen darauf hinweisen, daß der überlebensgroß gemalte Hohepriester den Religionsstifter Mani selbst darstellt. Dies ist das einzige bisher bekannte manichäische Wandgemälde und wahrscheinlich das wertvollste Objekt meiner Sammlung.

Es ergibt sich somit, daß in dieser alten Hauptstadt der türkischen Uighuren Christen, Buddhisten und Manichäer unter einer starken Regierung friedlich zusammengelebt haben. Die leitende Stellung nahmen wohl die Manichäer ein, denn frühe arabische Schriftsteller teilen uns mit, daß der Chan der Uighuren Manichäer gewesen sei. Die Chinesen sahen die Ansiedelung fremder Religionen ungern und es scheint, daß sie auch hier Versuche gemacht haben, diese Religionen zu unterdrücken, denn wir fanden eins der Seitengewölbe ganz angefüllt mit wirr durcheinanderliegenden, noch bekleideten Leichen, unter denen eine durch ihr Gewand als die eines buddhistischen Mönchs kenntlich war. Die Wut der Zerstörer scheint vornehmlich dem Buddhismus gegolten zu haben, denn während eine Anzahl christlicher und manichäischer Schriftstücke in leidlichem Zustand gefunden wurde, waren die oft in ungeheuren Mengen vorhandenen buddhistischen Texte meist in winzige Fetzchen zerrissen. Wir fanden außer den erwähnten MSS. auch ziemlich viele Texte in uighurischer Schrift und Sprache (Fig. 1 a und b), einige chinesische Inschriftensteine, eine Reihe von buddhistischen Figürchen in Bronze, Holz und Elfenbein, alles mutmaßlich dem 7.—10. Jahrhundert unserer Ära angehörend (Tafel VII und VIII).

Im Februar ließ die scharfe Kälte nach, so daß wir in den Vorbergen des Tien-schan arbeiten konnten, wo die Schlucht von Sängim Aghyz und die Ansiedelungen um den Flecken Murtuq gute Ausbeute versprachen. Die Schlucht von Sängim ist ein düsteres, enges Défilé, auf dessen Westseite ein kleiner Strom in seinem tiefen Cañon einherbraust. Alles ist grau in grau und die steilen Felswände, die den Vorübergehenden stets mit Steinlawinen bedrohen, erhöhen den finsteren Eindruck. Trotzdem ist die Schlucht dicht mit Ruinen von großen Klöstern und Tempeln besetzt und eine Reihe von Stupas auf den westlichen Höhen vermehren den seltsamen Anblick dieser Ödlandschaft.

Hier fanden wir rasch hintereinander mehrere Bibliotheken mit meist uighurischen und indo-zentralasiatischen Texten sowie

höchst merkwürdige Statuettenköpfe (Fig. 2), die zum Teil noch lebhaft an ihre Gandhara-Vorbilder erinnern. Durch die schnell zunehmende Hitze (33° R. im Schatten schon um $^1/_2$6 Uhr morgens) sowie durch die in den Monaten April, Mai und Juni fast täglich auftretenden, sehr heftigen Staubstürme wurden die Grabungen

Fig. 2.

Statuettenkopf aus der Schlucht Sängim Aghyz.

in dem außerordentlich trockenen Erdreich, besonders der Höhlentempel, bedeutend erschwert; oftmals mußten wir, an geschützten Orten zusammengedrängt, warten, bis der erstickende Sturm sich gelegt.

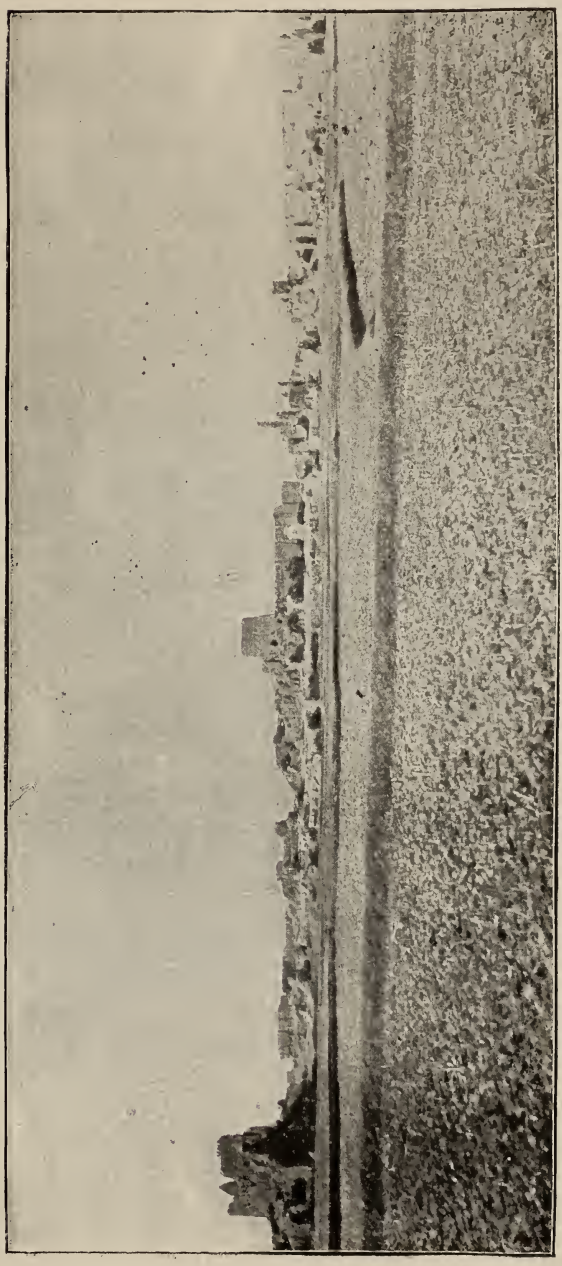
Vom Sängimer Défilé führt ein steiler Pfad zum Kloster Bäsäklik bei Murtuq. Es liegt versteckt auf einer hohen Terrasse in einer Biegung des Cañons des Murtuq-Flüßchens; hinter den

Gebäuden erhebt sich eine zweite Terrasse und endlich hinter dieser ein merkwürdiger, aus weißem Sand gebildeter, mächtiger Hügel, ein seltsames Bild! Hier haben die Mönche Dutzende von Tempeln in den Stein gehauen und zwar münden einige der Türen dieser Tempel auf die Terrassen, andere aber liegen hoch in der die zweite Hauptterrasse bildenden Wand und setzen große hölzerne Galerien, oder andere, heute nicht mehr vorhandene Zugänge voraus. Hier fanden wir mehrere noch verschüttete Tempel. Die Bilder in den beiden nördlichen Gebäuden waren meist zerstört. In dem ungefähr in der Mitte der Terrasse

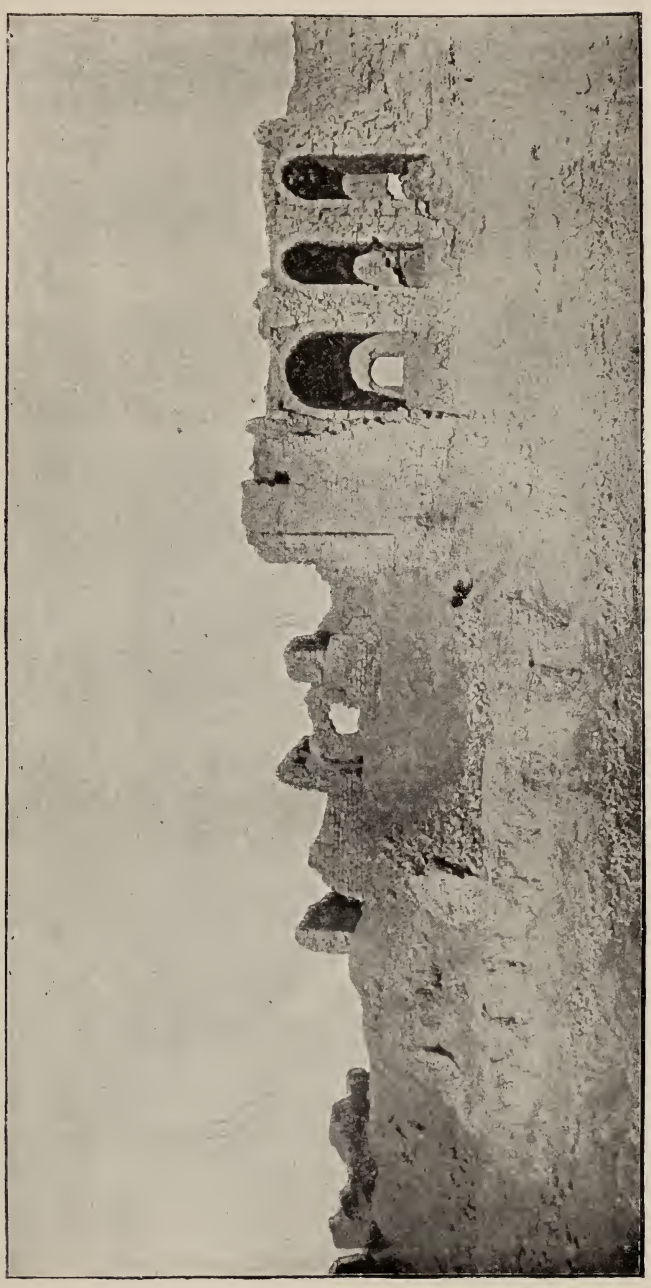
Fig. 3.

Kopf eines Buddha; aus einem Wandgemälde des Klosters Bäsäklik.

gelegenen Tempel aber fanden sich im Rundgang eine wohlerhaltene Serie von höchst merkwürdigen Darstellungen. In dem Eingang rechts und links die lebensgroßen Portraitfiguren der geistlichen Stifter der Anlage. An diese sich anreihend große Buddha-Figuren (Fig. 3), umgeben zum Teil vom mythologischen Persönlichkeiten (Fig. 4), zum Teil von den Portraits von Mönchen, Fürsten und Adoranten aus (Fig. 5) und West unter denen blauäugige, braunhaarige Individuen besonders auffallen müssen. Diese Bilder wurden sämtlich geborgen, wozu die starke, aus zähen Luftziegeln erbaute Mauer zerstört werden mußte. Die auf einen Verputz aus mit Häcksel vermischtem Lehm gemalten

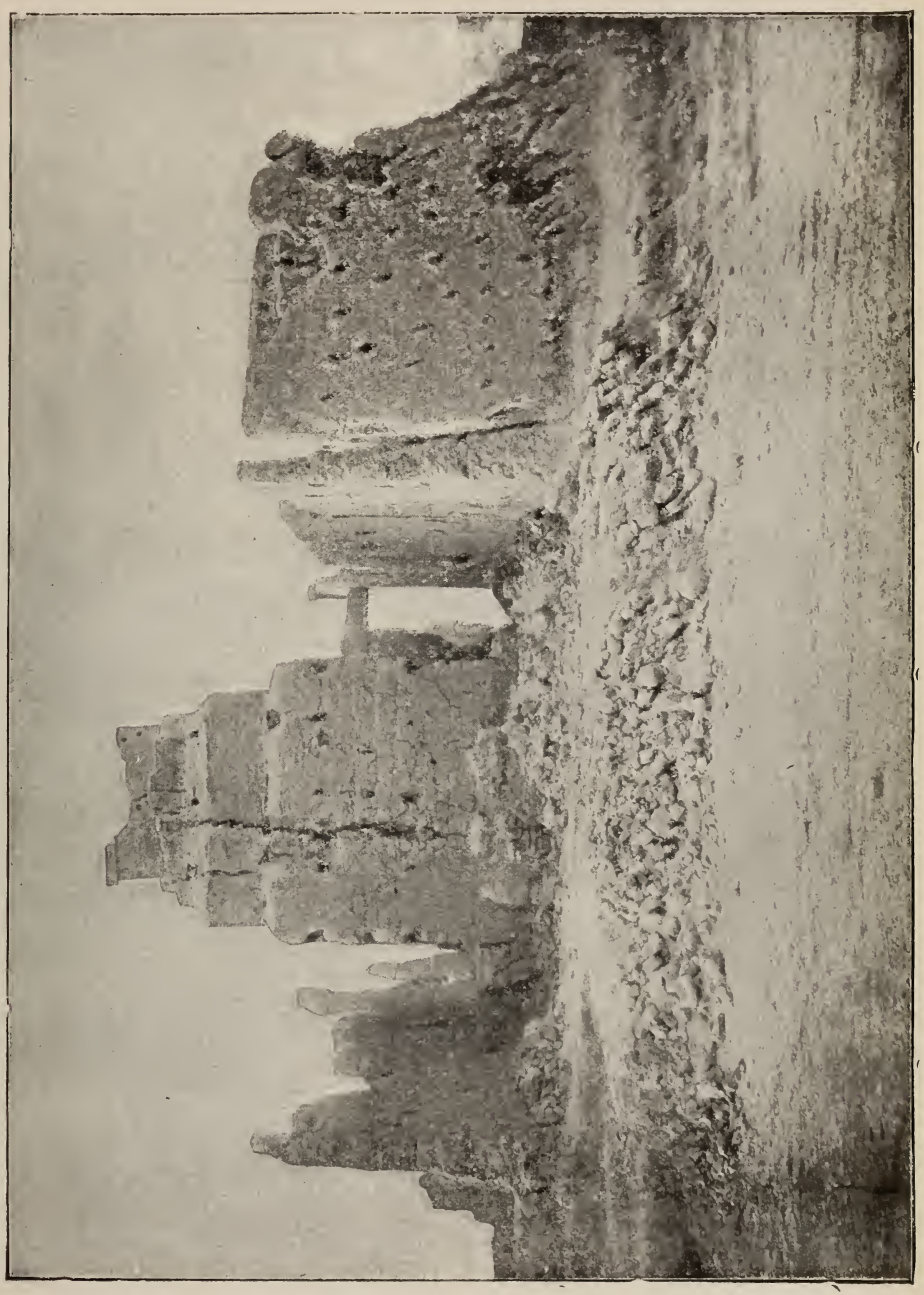


Ansicht im Mittelpunkt der Ruinenstadt Idiqutšähri bei Kara Chodscha.
Im Vordergrund neuangelegtes Baumwollfeld.

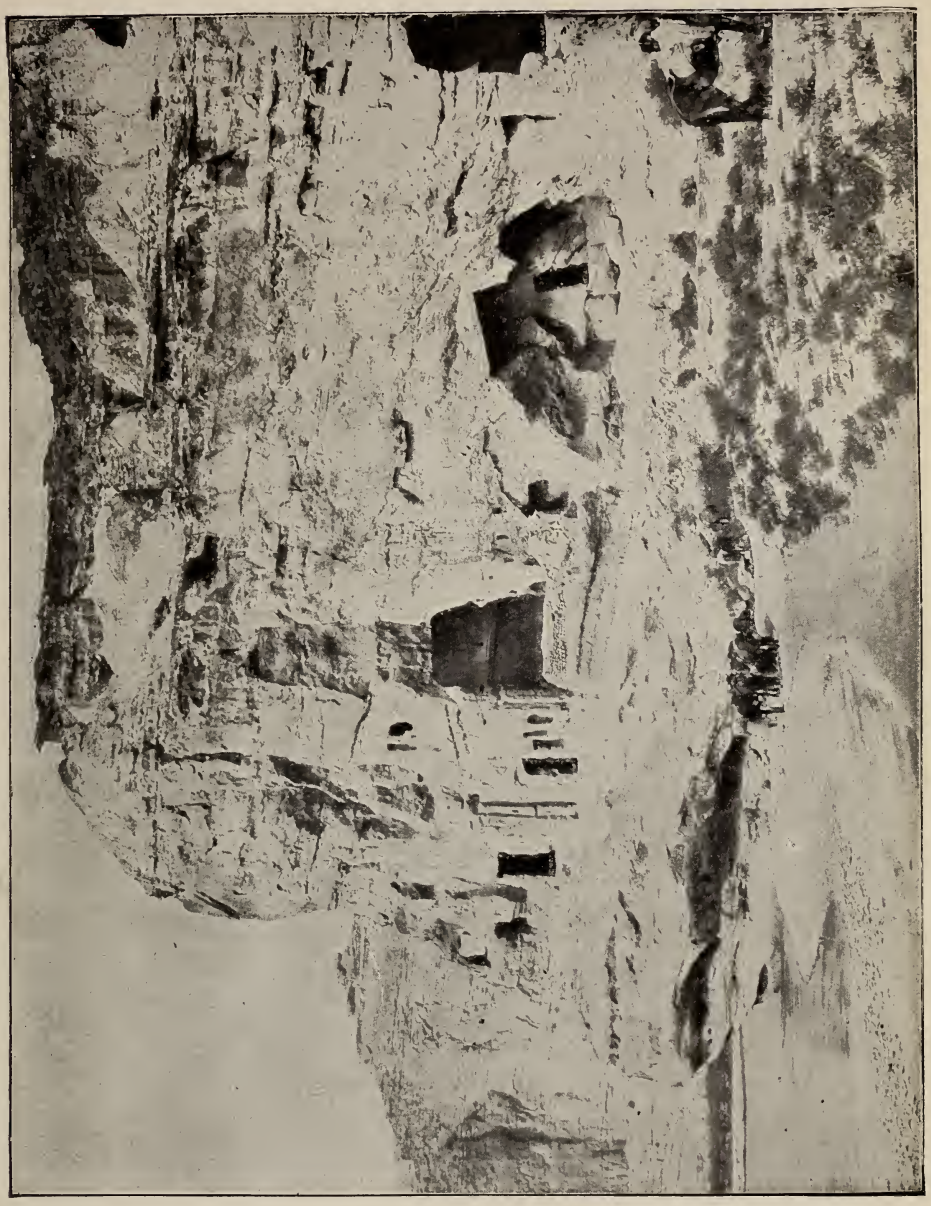


Gebäudekomplex mit schmalen, hohen Gewölben und (eingestürzten) Kuppeln.

Stûpa-Tempel in Idiqut-Šähri.



Stûpa-Tempel in Idiqut-Śähri.



Höhlentempel von Ming-Öi bei Kum-Tura bei Kutscha.

Bilder mußten zurechtgeschnitten, sorgsam verpackt und auf Pferden nach Kara-chodscha transportiert werden, von wo aus wir sie in Kisten nach Rußland senden konnten. Diese Malereien gehören der Periode der chinesischen Tang-Dynastie, mithin dem 7.—9. Jahrhundert unserer Ära an.

Nach der Entdeckung einer bisher unbekannten Siedelung bei Tschikkan-köl, ungefähr 10 km östlich von Murtuq, wo wir bemerkenswerte Archäologica fanden, wandte ich mich nach dem lieblichen Tale von Toyoq ca. 15 km östlich von Kara-chodscha. Es ist eine schmale und nur wenige Kilometer tiefe Spalte in einem öden, abschreckenden Höhenzuge des Tien-schan, bewässert und belebt durch einen kleinen Bach, dessen Flut nach dem Austritt in die Ebene diese noch auf mehrere Kilometer hin befruchtet und in zahllose Kanäle zerteilt, einen deltaartigen Garten bildet. Toyoq ist ein altberühmtes Heiligtum, denn es besitzt eine „Höhle der Siebenschläfer", die noch aus buddhistischer Zeit stammt, jetzt aber von der islamitischen Legende appropriiert ist und bei den Moslems für sehr heilig gilt. Auch hier finden sich in den steilen Seiten der Felswände, die das im Schmuck seiner Weinstöcke prangende Tälchen einrahmen, eine große Anzahl von Höhlentempeln, und am nördlichen, sich schnell verengenden Ende der Schlucht auf steiler Höhe auch zwei große Klostertempel. Wie in Murtuq findet man auch hier Freibauten mit Höhlenanlagen verbunden. Im östlichen dieser Gebäudekomplexe fand sich eine unglaubliche Menge von chinesischen Texten, aber auch eine Anzahl von höchst wichtigen syrischen, köktürkischen, manichäischen, uighurischen, soghdischen und Brahmi-MSS. Von letzteren sind einige reines Sanskrit, einige aber in der Skythen-Sprache und in noch nicht festgestellten Sprachen verfaßt. Weitere Grabungen in Bulayiq, etwa 20 km im Norden von Turfan, ergaben die wertvollsten MSS. unserer Ausbeute, nämlich eine große Anzahl von syrischen Texten (christliche Hymnen, Predigten und Briefe) sowie höchst wichtige MSS. in syrischer Schrift und soghdischer Sprache.

Nach einem Vorstoß zu dem in der wasserlosen Wüste gelegenen Kloster Hasar- (= Assa) schahri, von wo wir durch Sandstürme und dadurch veranlaßte Unzufriedenheit unserer Arbeiter vertrieben wurden, beschloß ich, Komul aufzusuchen und die dortigen Ruinen auszubeuten. Der Weg führt durch geradezu

abscheuliche Wüsteneien mit wenigen und meist bitteren Brunnen. Die Hitze zwang uns, nachts zu reisen und ohne die Freundschaft der Wangs (türkischen Fürsten) von Luktschun und Komul, die uns durch ihre Beamten Futter, Proviant und Früchte an

Fig. 4.

Vajrapani; aus einem Wandgemälde des Klosters Bäsäklik.

die abgelegenen Stationen schickten, hätten wir noch mehr leiden müssen. In Komul wurden wir vom Fürsten Schah Maqsud in ehrenvoller Weise empfangen und in einem seiner Gartenhäuser einquartiert.

Die Ruinen, etwa sechs deutsche Meilen im Norden der Stadt gelegen, waren architektonisch sehr interessant, da sie in

einem an indische Vorbilder erinnernden Stil erbaut sind. Bilder und MSS. waren indessen leider durch Nässe vollständig zerstört. Während ich einen Vorstoß nach Tun-hwang in Kansu[1]) plante, erreichte mich die Nachricht von der bevorstehenden

Fig. 5.

Anbetender Fürst; Wandgemälde aus Kloster Bäsäklik.

Ankunft meinen Chefs, Prof. Grünwedel, der sich zu einer weiteren

[1]) Tun-hwang ist der Ort, wo (angeblich schon im Jahre 1901) ein chinesischer Tempelgeistlicher jene alte Bibliothek entdeckte, deren Inhalt durch M. A. Stein und Pelliot teilweise erworben und für die europäische Wissenschaft gerettet wurde. (Vgl. M. A. Stein: Geograph. und archäol. Forschungsreisen in Chinesisch Turkestan. Mitt. der Geogr. Ges. München. Bd. IV. S. 147—179.)

Expedition entschlossen hatte. Da ich Ordre hatte, ihn in Kaschgar zu treffen, gab ich die Reise nach Tun-hwang auf, ließ satteln und ritt die annähernd 2000 km in 44 Tagen oder vielmehr Nächten. Das Gepäck brauchte nur fünf bis sechs Tage länger. Auf dieser Reise über Turfan, Toqsun, Kurla, Kutscha und Aqsu erwarb ich viel nützliche Kunde, die uns später zu statten kam.

In Kaschgar angekommen, wohnte ich bei dem englischen Bevollmächtigten, Herrn George Macartney, C. I. E., während Bartus beim russischen Generalkonsul, Herrn Kolokoloff, mit großer Liebenswürdigkeit aufgenommen wurde. Nach der Ankunft Grünwedels ging ich mit ihm nach Kutscha (Taf. IX) und Kurla, wo wir eine ganz ausgezeichnete Ausbeute an alten Malereien hatten. Auch sehr viele MSS. wurden in Kurla gefunden. Leider begann aber meine Gesundheit sich zu verschlechtern, so daß ich im Juli 1906 nach Kaschgar und von dort über die Karakoram-Route und Indien nach Europa zurückkehrte.

Unsere Expeditionen haben die frühe Gegenwart einer europäischen Rasse mit einer entwickelten Literatursprache in Zentralasien erwiesen und uns noch nicht erschlossenes sprachliches Material geliefert; wir verdanken ihnen umfangreiche Reste der in allen westlichen Ländern spurlos verschwundenen Literatur und Kunst der Manichäer; den Nachweis des Vorhandenseins zahlreicher christlicher Gemeinden; die Kenntnis der Schrift, Sprache und Kunst der uighurischen Türken und die erstaunliche Tatsache, daß Griechenland, Persien und Indien die Quellländer der gerühmten Kunst des fernen Ostens sind.

Jahresbericht für 1909.

Die Geographische Gesellschaft blickte im Berichtsjahre auf ihr vierzigjähriges Bestehen zurück und feierte diesen Abschnitt am 9. März mit einer Festsitzung, an der sich ein geselliger und wohlgelungener Abend anschloß. Schon gleich bei der Gründung hat es sich gezeigt, daß in München ein reges Interesse für Geographie besteht, das sich trotz der seitherigen Gründung vieler Spezialgesellschaften erhielt, so daß unsere Gesellschaft stets auf eine stattliche Mitgliederzahl sehen konnte. Im letzten Jahre sind 58 neue Mitglieder eingetreten, während 26 austraten, meist wegen ihres Wegganges von München und 9 durch den Tod entrissen wurden. Es besteht daher die Gesellschaft zur Zeit aus 30 Ehrenmitgliedern, 36 korrespondierenden, 457 ordentlichen und 4 außerordentlichen Mitgliedern.

Der Berichterstattung obliegt es, pietätvoll derjenigen Mitglieder zu gedenken, die in diesem Zeitraume aus dem Leben geschieden sind. 1 Ehrenmitglied und 8 ordentliche Mitglieder hat die Gesellschaft zu betrauern, von denen 3 seit der Gründung der Gesellschaft angehört haben. Zu diesen gehörte auch unser Ehrenmitglied Exzellenz Prof. Dr. Georg von Neumayer. Neumayer war am 21. Juni 1826 als Sohn eines Notars in Kirchheimbolanden in der Rheinpfalz geboren, verbrachte aber seine Knabenzeit in Frankenthal, wohin sein Vater übergesiedelt war. Nach dem Besuche des Lyzeums in Speier, studierte er in München am Polytechnikum und an der Universität, wo er besonders durch den damaligen Vorstand der Sternwarte, J. Lamont, in die Geheimnisse der Astronomie und des Erdmagnetismus eingeweiht wurde. Dann aber zog es den jungen Gelehrten an die See und er vollführte im Jahre 1850 trotz Abratens seiner Familie von Rotterdam aus seine erste Seereise als einfacher Matrose nach Südamerika. Zurückgekehrt machte er in Hamburg sein Schifferexamen und fuhr dann 1852, wieder als Matrose, nach Australien, wo er mit anderen nach den Goldfeldern eilt. Nicht lange hielt es ihn da, denn es reifte allmählich der Plan in ihm aus, die geophysikalische Erforschung dieses neuen Weltteiles in die Wege zu leiten und hierfür die Mittel zur Gründung eines Observatoriums für magnetische Beobachtungen und für nautische Meteorologie zu sammeln.

Im Jahre 1854 kehrte Neumayer nach Europa zurück und er wußte das Interesse von Humboldt, Airy, Faraday, Liebig für seine Bestrebungen zu wecken und besonders durch des letzteren Vermittlung die Unterstützung des Königs Maximilian II. von Bayern zu gewinnen, der ja besonders für den Erdmagnetismus im eigenen Lande schon früher seine kräftige Unterstützung geliehen hatte. Im Herbst 1856 verließ er mit reicher wissenschaftlicher Ausstattung Europa, um in Melbourne das erste wissenschaftliche Observatorium in Australien zu gründen. Sieben Jahre hat er dort zuerst privatim und dann in kolonialen Diensten als Leiter des Observatoriums gewirkt, worauf er 1864 nach Europa zurückgekehrt, seine zahlreichen Beobachtungen bearbeitete. Sie umfassen nicht nur die Meteorologie und den Erdmagnetismus, sondern sie dehnen sich auch auf Luftelektrizität, das Südlicht, die Schwerkraft, sowie auf astronomische Fragen, wie Sternschnuppen aus. Auch eine ausgedehnte magnetische Landesaufnahme hat er in der Kolonie Viktoria ausgeführt, wozu er sich durch eine ziemlich eingehende Arbeit in der Pfalz vor seiner Abreise vorbereitet hatte. Letztere Arbeit ist allerdings erst im Jahre 1905 der Öffentlichkeit übergeben worden, nachdem er von des Dienstes Mühen zurückgezogen, der Ruhe in seiner engeren Heimat pflegen konnte. Viele Mühe gab er sich während seines australischen Aufenthaltes nach dem Verbleib des im Innern Australiens verschollenen deutschen Forschungsreisenden Leichhardt zu forschen, worüber er selbst in unserer Gesellschaft 1904 (diese Mitteilungen Bd. 1) berichtet hat.

1865 entwickelte er auf einer Versammlung in Frankfurt zuerst seine Pläne zur Gründung einer deutschen Zentralstelle für Hydrographie und maritimen Meteorologie, gleichzeitig lenkte er die Aufmerksamkeit auf die Südpolarforschung hin, die gleichsam als notwendige Ergänzung der Erforschung der Arktis gelten müsse, ein Problem, dem er bis zur Ausführung der deutschen Südpolarexpedition, die unter der Leitung unseres Präsidenten E. v. Drygalski in den Jahren 1901—1903 stattfand, ein nie ermüdender Fürsprecher war.

Die glückliche politische Einigung Deutschlands im Jahre 1870 brachte einen ungeheuren Aufschwung unseres Seeverkehrs und damit auch der schützenden Seegewalt; jetzt war die Zeit gekommen, wo der bereits in der Mitte der vierziger Jahre stehende Mann

sein Wissen und seine Erfahrungen in den Dienst der Allgemeinheit stellen mußte. 1871 verfaßte er gemeinsam mit W. v. Freeden, auf dessen Veranlassung bereits 1868 zur wissenschaftlichen Erforschung der Meere „die Norddeutsche Seewarte“ in Hamburg entstanden war, den Plan für die Erweiterung dieses Instituts zu einer „Reichs-Seewarte“. Einige Monate später erregte ein Vortrag Neumayers über den Magnetismus auf eisernen Schiffen in der Berliner Gesellschaft für Erdkunde die Aufmerksamkeit des Staatssekretärs der Marine Stosch, der dann auch Neumayer am 1. Juli 1872 in das neugegründete hydrographische Bureau bei der Kaiserlichen Marine berufen hat. Ihm verdanken hier 1873 die „Hydrographischen Mitteilungen“ ihre Entstehung, die bald zu den „Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie“ erweitert wurden. Seine Tätigkeit ging aber noch weiter, indem er bei der Gründung des Marineobservatoriums in Wilhelmshaven, der wissenschaftlichen Forschungsreise SMS. „Gazelle“ (1874—75) eine führende Rolle spielte, aber sein Hauptwerk war doch die im Januar 1875 stattgehabte Gründung der deutschen Seewarte in Hamburg als Reichsinstitut, die das kleine Freedensche Institut in sich aufnahm und deren Wirkungskreis wesentlich erweiterte. Es würde hier zu weit führen, näher auf die Verdienste einzugehen, die er sich in den folgenden 28 Jahren als Direktor dieses Institutes erworben hat, es hieße dies zugleich eine Geschichte der Deutschen Seewarte schreiben.

Es mag nur kurz angedeutet werden, daß in diesem Zeitraume Neumayer auch für sein engeres bayerisches Vaterland in wissenschaftlicher Beziehung manchen Dienst geleistet hat und insbesondere ist sein Eintreten für die Organisation eines meteorologischen Landesdienstes in Bayern (1878) und der Neueinrichtung des erdmagnetischen Observatoriums in München (1898) nicht ohne Einfluß gewesen.

Auf ein Lebenswerk Neumayers, das die Geographen ganz besonders angeht, muß aber noch verwiesen werden, es ist dies sein berühmtes Sammelwerk „Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen“, von welchem es ihm, dem fast achtzigjährigen gegönnt war, 1906 die 3. Auflage herauszugeben.

Unserer Gesellschaft gehörte Neumayer seit der Gründung als Ehrenmitglied an und im Jahre 1903 wußte die Gesellschaft

keinen würdigeren Bayern als ihn, dem sie als ersten die neugegründete goldene Prinz Ludwig-Medaille verleihen wollte.

Am 25. Mai 1909 erlosch nach kurzem Leiden das erfolgreiche Leben dieses ungewöhnlichen Mannes, den die geographische Gesellschaft stets in warmen Gedenken behalten wird.

Am 28. August verschied nur 51 Jahre alt unser langjähriges Ausschußmitglied Prof. Dr. Fritz Erk, Direktor der meteorologischen Zentralanstalt in München. Er war als Sohn eines Rektors im Oktober 1857 in Straubing geboren. Nach seinen Universitätsstudien trat er in die damals neugegründete meteorologische Zentralanstalt als Assistent ein, wo er bald zum Adjunkten und nach dem Tode des Direktor Lang zum Direktor befördert wurde. Seine Arbeiten bewegten sich alle auf dem Gebiete der Meteorologie und Klimatologie, so daß er wenigstens indirekt für geographische Forschung tätig war. In den letzten Jahren machte er sich auch um die Münchener Luftschiffahrt verdient, die er viel für seine wissenschaftliche Bestrebungen benutzte. In ihm hat die Gesellschaft ein treues und tätiges Mitglied verloren.

Schließlich betrauert die Gesellschaft noch das Hinscheiden der folgenden ordentlichen Mitglieder: Dr. Martin Arendt, Kommerzienrat; Alfred Stumpf, Rat am Verwaltungsgerichtshof; Staatsrat Dr. Karl von Bumm, Ministerialdirektor a. D.; Geh. Hofrat Dr. Heinrich von Ranke, Universitätsprofessor und Direktor des Kinderspitals; Exzellenz Theodor von Fries, General der Inf. z. D., Reichsrat; Exzellenz Max Graf von Verri della Bosia, General der Inf., Generalkapitän der Leibgarde der Hatschiere und Karl Sittl, Eisenbahnoffizial a. D., sämtliche aus München. Ihnen allen bewahrt die Gesellschaft ein treues, ehrendes Andenken.

Die Gesellschaft hielt ihre Generalversammlung am 14. Januar ab, in welcher die alte Vorstandschaft neu bestätigt wurde. Im Laufe des Jahres mußten jedoch einige Änderungen vorgenommen werden. Der Schatzmeister Prof. Dr. H. Stadler legte infolge Beförderung zum Konrektor in Ingolstadt sein Amt nieder, an dessen Stelle trat Herr Generalmajor z. D. E. Hagen. Ferner verstarb das Ausschußmitglied Prof. F. Erk, an dessen Stelle Herr Prof. Dr. G. Merzbacher gewählt wurde. Gegen Schluß des Jahres trat noch der Konservator der Gesellschaft Herr Schulrat

a. D. W. Rohmeder aus der Vorstandschaft aus, der er viele Jahre treue Dienste geleistet hatte.

Zur Beratung der Geschäfte der Gesellschaft trat der Gesamtausschuß zweimal im verflossenen Jahre zusammen, während der engere Vorstand sich öfter vereinigte und wichtigere Fragen auch durch Rundschreiben an die übrigen Mitglieder des Ausschusses erledigte. Es sind 12 allgemeine und 1 geschlossene Versammlung abgehalten und außerdem ein Ausflug mit Damen nach dem Blomberg unternommen worden, bei welch letzterem wieder Herr Prof. Dr. A. Rothpletz die Leitung in selbstlosester Weise übernahm. Über alle diese Vorgänge werden unsere Mitteilungen, soweit dies nicht schon geschehen, näheren Bericht bringen.

Die Bibliothek der Gesellschaft vermehrte sich auch im vergangenen Jahre durch einen lebhaften Tauschverkehr; außerdem wurden wieder mehrfach von Privaten wertvolle Geschenke in dankenswerter Weise gemacht.

Die „Mitteilungen", die jetzt jährlich in 2 Heften erscheinen, enthielten 4 größere und 4 kleinere wissenschaftliche Abhandlungen aus allen Gebieten der Erdkunde, wozu noch außer den Sitzungsberichten und dem Jahresberichte eine größere Anzahl Besprechungen neuerer geographischer Literatur kam. Besondere Sorgfalt wurde auch den Illustrationen und den Kartenbeilagen gewidmet, so daß unsere Vereinsschrift auch in dieser Hinsicht allen gerechten Ansprüchen genügen dürfte.

Dankende Anerkennung haben wir schließlich noch dem freundlichen Entgegenkommen der Münchener Tagespresse zu zollen.

München, den 27. Januar 1910.

Prof. Dr. Joh. Bapt. Messerschmitt,
1. Schriftführer.

Rechnungsablage für 1909.

I. Einnahmen.

1. Kassenübertrag	Mk.	387.28
2. Staatszuschuß	„	1500.—
3. Mitgliederbeiträge	„	2832.—
4. Zinsen der Bank (1908)	„	53.80
5. Verkauf von Publikationen	„	38.47
6. Aus der Frh. von Wichmann-Eichhorn-Stiftung	„	1500.—
Summa der Einnahmen	Mk.	6311.55

II. Ausgaben.

1. Bezüge des Dieners	Mk.	462.30
2. Beiträge an Vereine und Repräsentation	„	65.—
3. Bibliothek	„	340.56
4. Saalmieten	„	769.—
5. Vorträge	„	578.70
6. Kopialien und Porti	„	365.08
7. Drucksachen und Publikationen	„	3263.86
8. Verschiedene	„	418.98
Summa der Ausgaben	Mk.	6263.48
Aktivrest	„	48.07

Freiherr von Wichmann-Eichhorn-Stiftung.

I. Einnahmen.

Kassenübertrag aus 1908	Mk.	3173.67
Rente für 1909	„	1000.—
Summa der Einnahmen	Mk.	4173.66

II. Ausgaben.

Beitrag zu den ordentlichen Ausgaben der Geographischen Gesellschaft	Mk.	1500.—
Kassenübertrag für 1910	Mk.	2673.67

München, 12. Januar 1910.

Generalmajor z. D. **E. Hagen**, Schatzmeister.

Geprüft und richtig befunden

München, den 25. Januar 1910.

Friedrich Escherich, Oberstlandesgerichtsrat a. D.

Referate und Bücherbesprechungen.

Schwender, Jak., Der Steigerwald. Ein Beitrag zur Geographie Frankens. Mit 2 Karten und 6 Textabbildungen. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde. 17. Bd., H. 1. 10.60 Mk.

Die vorliegende Abhandlung gibt zum erstenmal eine zusammenfassende Darstellung des Steigerwaldes. Sie legt das Hauptgewicht auf die anthropogeographischen Verhältnisse und bespricht in vier Abschnitten das Land, die bevölkerungsstatistischen Verhältnisse, den Verkehr und die Lage und Form der Siedelungen. Der Verfasser geht dabei jedesmal von zahlreichen Einzelbeobachtungen aus und leitet aus ihnen allgemeine Ergebnisse ab, die er zum Teil in kleinen Kartenskizzen zur Veranschaulichung bringt.

1. Der Steigerwald gehört seinem inneren Bau nach zur mittleren Keuperstufe, fast überall treten seine Schichten in nahezu horizontaler Lagerung hervor, nur an drei Stellen sind tektonische Störungen wahrzunehmen, im Norden eine Verwerfung, in der Mitte eine Sattelwölbung und im Süden, südöstlich von Hüttenheim eine Mulde. Orographisch betrachtet zerfällt der 1427 qkm umfassende Höhenzug in zwei ungleiche Hälften, den steilen Westrand und die sanft sich zur Regnitz senkende Ostabdachung. Der erstere ist durch vorspringende Gebirgssporne in drei bogenförmige Teilstrecken gegliedert, die durch die Volkach, den Schwarzbach, Castellbach und den Breitbach entwässert werden. Seine jetzige Gestalt verdankt er vorzugsweise der Denudation. Im Gegensatz dazu ist die starke Durchfurchung des einst mehr ebenen Ostens in erster Linie der Tätigkeit erodierender Bäche zuzuschreiben. Und da die Erosion, je weiter wir nach Süden kommen, um so kräftiger wirksam war, läßt sich in nordsüdlicher Richtung leicht eine Dreiteilung erkennen. Die nördliche Ostabdachung charakterisieren lange, flachgewölbte Bergrücken, die durch schmale, tiefeingeschnittene Tälchen voneinander getrennt sind und im Westen eine Decke von Semionolussandstein im Osten eine solche von Stubensandstein tragen. Im mittleren Steigerwalde treten die Bergrücken im Gesamtbilde zurück, neben ihnen erscheinen bereits kleinere Niederungen, in denen der Grundgipskeuper stark hervortritt. Auch die Bewässerung zeigt hier ein wechselvolleres Bild, da zahlreiche Wasseradern nach Süden, Südosten und Osten ziehen. Am stärksten hat die Erosion die ehemalige Hochfläche im südlichen Steigerwalde benagt. Gebirge und Ebene sind schärfer ausgebildet, der Grundgipskeuper ist vorherrschend und die Hauptbäche zeigen einen nordöstlichen Lauf.

Den verschieden gestalteten Landschaften entsprechen die wirtschaftlichen Verhältnisse. Im allgemeinen bilden Ackerland, Viehzucht und Waldbau die Hauptquellen der Ernährung. Aber zwischen den westlichen und östlichen und ebenso zwischen den nördlichen, mittleren und südlichen Gegenden tritt ein bemerkenswerter Unterschied hervor.

Der Westen ist im allgemeinen fruchtbarer als der Osten, neben Getreide und Futterpflanzen wird hier Wein gebaut. In nordsüdlicher Richtung tritt der Waldbau in immer zunehmendem Verhältnis hinter dem Ackerbau zurück. Im Norden stehen Wald und landwirtschaftlich benützte Fläche einander gegenüber wie 1 : 1; in der Mitte wie 1 : 2 und im Süden wie 1 : 3. Zwischen den drei

Gebieten zeigt sich auch insofern ein kleiner Unterschied, als der Norden zahlreiche Steinbrüche besitzt, die den mittleren Gebieten fehlen, aber auf der südlichen Ostabdachung wieder mehr erscheinen.

2. Auch Volksdichte, Größe der Siedelungen und die Bevölkerungsbewegung im 19. Jahrhundert zeigen in den einzelnen Landschaften durchaus verschiedene Bilder. So ist die Volksdichte im Westen (56,4) größer als im Osten (46,5) und im Norden wechselvoller als in den südwärts folgenden Landschaften. Im nördlichen Steigerwalde treffen wir die dichtbewohntesten aber auch die dünnbevölkersten Gebiete des ganzen Höhenzuges. Jene verdanken ihre hohen Dichtegrade den zahlreichen Steinbrüchen und der Nachbarschaft des Mains, in diesen ist die geringe Volkszahl auf die starke Ausdehnung des Waldes zurückzuführen. Nach Süden wird das Bild der Volksdichte einheitlicher, bis es schließlich im südlichen Steigerwald ein nahezu gleichartiges Gepräge trägt. — Die Größe der Wohnplätze zeigt zum Teil einen parallelen Zug. Der Westen und Norden, also gerade die Gebiete größerer Volksdichte, sind vorwiegend mit mittleren und größeren Siedelungen bedeckt. Hier sind Volksdichte und Ortsgröße auf dieselben Ursachen zurückzuführen. Anders dagegen auf der mittleren und südlichen Ostabdachung. Erstere hat in der Hauptsache kleine Siedelungen, während letztere, obwohl ihre Volksdichte hinter derjenigen des mittleren Steigerwaldes zurückbleibt, wieder einen größeren Prozentsatz (als 70%) mittlerer und größerer Siedelungen aufweist. Vielleicht haben die engen Talgründe in den zentralen Gebieten, die größere Wegsamkeit in den flachwelligen Niederungen des Südens diese auffallenden Verhältnisse geschaffen. — Die Bevölkerungsbewegung wird für die Zeit von 1827—1905 berechnet. Danach hat die Zahl der Bewohner nur um einen geringen Prozentsatz zugenommen (3%). Am stärksten war der Zuwachs in der Zeit von 1827—1849 (6,4%), er verringerte sich bis 1880 (4,5%) und machte für die nächsten zwei Jahrzehnte einer stärkeren Volksverminderung (-8,5%) Platz, die erst seit 1900 wieder behoben zu sein scheint. Aber diese Darstellung gilt nicht für alle Gebiete. In den nördlichen Gegenden hat die Bevölkerung immerfort zugenommen und einen Zuwachs um um 40% erfahren. Umgekehrt haben die Randgebiete, der südliche Steigerwald und das Talgebiet der Reichen Ebrach, also die Gebiete mit günstigen Verkehrsverhältnissen nach Würzburg und Nürnberg, eine stetige Abnahme zu verzeichnen. Zwischen beiden Extremen bewegen sich die Zahlen für die Täler der Rauhen und Mittleren Ebrach und des Laimbaches.

3. Der Steigerwald besitzt ein doppeltes Straßensystem, die Hochstraßen und die Talstraßen. Die ersteren, die ältesten Wege des Höhenzuges, sind zum Teil heute noch gut erhalten. Im nördlichen Steigerwald ziehen sie als breite Waldwege auf den Bergrücken westwärts zum Rande; in den mittleren Gebieten schließen sie sich an einen südöstlich auf dem Abtswind-Scheinfelder Sattel hinziehenden Straßenstrang an und verlaufen als Wald- oder Feldweg nach Osten; im südlichen Steigerwald sind nur mehr einzelne kürzere Straßenstücke wahrzunehmen. — Die Richtung der Talstraßen wird bedingt durch die orographische Beschaffenheit des Waldlandes und die Lage der Städte Bamberg, Nürnberg und Würzburg Dementsprechend zeigen die Hauptstraßen einen westöstlichen Verlauf; neben ihnen sind diagonal und nordsüdlich gerichtete Straßenzüge für den Verkehr, hauptsächlich den Außen- und Lokalverkehr wichtig. —

Die Eisenbahnen wiederholen in ihrer Entwicklung genau das Entwicklungsbild der Talstraßen, doch ist ihr Ausbau nur zum Teil vollendet.

4. In einem weiteren Abschnitt untersucht der Verfasser den Einfluß der Lage auf die Größe der Siedelungen. Er kommt dabei zu dem Ergebnis, daß auf der nördlichen und mittleren Ostabdachung die größeren Orte ihre Bedeutung dem Innenverkehr, ihrer günstigen Lage innerhalb des Tales, zu verdanken hätten, während auf der südlichen Ostabdachung in erster Linie der Außenverkehr und in den Randgebieten der Durchgangsverkehr in dieser Hinsicht von großem Einfluß seien. — Die wichtigste Siedelungsform des Steigerwaldes ist das Haufendorf in seinen verschiedenen Nüancen; auch Straßen-, Gassen- und Platzdörfer kommen vor; aber ihre Zahl ist gering, und die Typen sind vielfach nicht rein.

Der Arbeit sind drei Anhänge beigegeben. Der erste liefert Beiträge zur Geschichte der Besiedelung. Ausgehend von Orts- und Flurnamen wird zunächst das ursprüngliche Landschaftsbild rekonstruiert. Ein zweites Kapitel beschäftigt sich sodann eingehender mit den Ortsnamen, betrachtet ihre Zusammensetzung und stellt ihre Verbreitung dar. Dabei zeigt sich wiederum eine Dreiteilung, die aber nur teilweise mit der geologisch-orographisch-hydrographischen Gliederung zusammenfällt. Im südlichen Steigerwald umfassen die Orte auf -heim 63 % das ist $^3/_5$ aller Siedelungen des Gebietes, so daß hier von einer einheitlichen Ortsbenennung gesprochen werden darf. Im nordöstlichen Lande treten schon mehrere Namenklassen (-dorf, -bach, -rode etc.) kräftiger hervor, immerhin läßt sich auch hier das Übergewicht einer Namensform, der Namen auf -dorf, die 40 % das ist $^2/_5$ aller Siedelungen dieses nordöstlichen Teiles einnimmt, erkennen. Am verschiedengestaltigsten zeigt sich die Ortsbenennung im Westen, wo nur die Namen auf -bach mit 18,1 % (das ist $^1/_5$) über eine ganze Reihe von Ortsnamen etwas hervorragen. Nach einem letzten Kapitel, das die Wüstungen des Gebietes zum Inhalte hat, folgen in Anhang II ein reichhaltiges Quellenmaterial zu den besprochenen Abschnitten und in Anhang III zwei Karten über Volksdichte, Größe der Wohnplätze, Hochstraßen und Verkehrswege um 1750. Autoreferat.

Martiny, Dr. Rudolf, Kulturgeographie des Koblenzer Verkehrsgebietes. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. 18. Bd. 5. H. Stuttgart 1909. Verlag von Engelhorn.

Eine Darstellung der Wirtschafts-, Verkehrs- und Siedelungsgeographie des unter dem wirtschaftlichen Einfluß der Stadt Koblenz stehenden Gebietes. Bei der Schilderung der orographisch-hydrographischen und der klimatischen Verhältnisse wird der scharfe Unterschied zwischen den warmen, den Weinbau ermöglichenden Tälern und den rauhen Hochländern des rheinischen Schiefergebirges hervorgehoben. Dieser Gegensatz tritt auch beim Verkehr und bei den Siedelungen hervor.

Die Hauptverkehrsstrecke ist das Rheintal; es findet hier nicht nur ein enormer Durchgangsverkehr statt (vor allem auf dem Strom), sondern diese günstigen Verkehrsbedingungen ermöglichen auch eine lohnende Ausfuhr von Wein, Bausteinen und Industrieprodukten. So drängt sich in den Tälern eine dichte, wohlhabende Bevölkerung in meist stadtähnlichen Siedelungen zusammen;

das natürliche Zentrum ist die Ausweitung des Neuwieder Beckens, in dem auch die beiden größten Siedelungen liegen, das alte Koblenz an der Mündung der Mosel und nahe derjenigen der Lahn, und die moderne Industriestadt Neuwied. Durch die hohen steilen Talränder ist der Verkehr auf die Hochländer sehr behindert und sind diese dadurch bis heute meist ziemlich abgeschlossen. Kleine, meist dorfartige Siedelungen und eine nicht dichte, hauptsächlich Landwirtschaft treibende Bevölkerung steht in schroffem Gegensatz zu den Winzer- und Industrie bezw. Handeltreibenden der Täler. Nur die Pellenz westl. des Neuwieder Beckens und das Kannenbäckerland östl. derselben bilden Übergänge, ermöglichen durch ihre niedrigere vom Rheintal nicht so schroff getrennten Gebiete günstigere Verkehrsbedingungen und haben so auch eine nicht unansehnliche Industrie.

Der Entstehung der Siedelungen und der kulturgeschichtlichen Entwicklung werden auch ausführliche Abschnitte gewidmet, wobei besonders der Umwälzung gedacht wird, welche die moderne Entwicklung der Industrie und des Handels für das Rheinland gebracht hat. Max Mayr.

Alt, E. und **Weickmann, L. Untersuchungen über Gewitter und Hagel in Süddeutschland** (Periode 1893—1907) — Klimatologie von Süddeutschland. 1. Teil. — Aus „Beobachtungen der meteor. Stationen im Königr. Bayern". Bd. XXXI. Jahrg. 1909.

Auf Grund einer Vereinbarung der meteorologischen Zentralstationen von Bayern, Württemberg und Baden werden die Gewitter und Hagel in gleicher Weise beobachtet und der Münchener Zentralstation zur gemeinsamen Bearbeitung übergeben. Eine solche Erweiterung des Gebietes ist besonders für die vorliegende Materie wichtig, ja notwendig, wenn man verlässige Resultate erhalten will. Die Verfasser haben nun zunächst ein homogenes Material dadurch hergestellt, daß sie aus den 1300 Stationen 117 auswählten, die über das ganze Gebiet ziemlich gleichmäßig verteilt sind und an denen während des ganzen Zeitraumes beobachtet worden ist. Die übrigen mußten wegen der vielen Lücken bei Seite gelassen werden oder dienten nur zur Kontrolle.

Im 1. Abschnitt werden die Gewitter behandelt und zwar zunächst der tägliche Verlauf der Gewitterhäufigkeit, bei welchem vier Typen auftreten, die sich durch die verschiedene Lage des Maximums der Häufigkeit unterscheiden. Dann folgt der jährliche Gang, mit drei Gruppen, daran schließt sich die geographische Verteilung der Gewitterhäufigkeit an. Auf Grund dreier Karten wird diese in drei getrennte Perioden (1893—1897; 1893—1902 und 1893—1907) untersucht, alle zeigen den gleichen Charakter.

Vier Karten geben die geographische Verteilung der Gewitterhäufigkeit in den Monaten Mai, Juni, Juli und August.

Im zweiten Abschnitt werden die Hagelschläge untersucht, wobei noch das von der Kgl. Versicherungskammer gesammelte Material mitverwendet wurde. Die Hagelgefahr ist danach im kupierten Terrain größer, als in den oberen Gegenden (Flußtälern). Relativ gering ist dagegen die Hagelgefahr im Alpengebiet. Auch hier bieten instruktive graphische Darstellungen über die geographische Verteilung der Hagelhäufigkeit im ganzen Zeitraum (1893 - 1907) und für die einzelnen Monate Mai bis August ein anschauliches Bild.

Es ist mit dieser gründlichen und auch mit übersichtlichen graphischen Darstellungen ausgestatteten Arbeit der erste Schritt zu einer zuverlässigen Darstellung der Klimatologie von Süddeutschland gegeben, von welcher zu wünschen ist, daß bald weitere Teile nachfolgen mögen. Messerschmitt.

Alt, E., Die geographische Verteilung der Gewitterhäufigkeit in Kontinental- und Nordeuropa. Petermanns Mitt. 1910. Heft 1.

Wenn schon bei der Herstellung von Karten über die Gewitter in kleineren Gebieten, wie in der vorher besprochenen Arbeit, erhebliche Schwierigkeiten zu überwinden sind, so wächst diese mit der Ausdehnung auf größere Erdteile um vieles, da hierbei das Material noch weniger homogen ist. Mit großem Takt hat der Verf. zu seiner instruktiven Karte die Beobachtungen ausgewählt und im ganzen 900 Stationen verwendet, die natürlich nicht überall ganz gleichmäßig verteilt sind. Die südeuropäischen Halbinseln sind nur deshalb fortgelassen worden, weil für sie nicht die nötigen Beobachtungen für die ausgewählte Periode (1893—1902) vorlag.

Die Karte läßt in erster Linie den Einfluß des Meeres erkennen, indem die Küsten besonders gewitterarm sind; weiter nach dem Inlande zu nimmt die Gewitterhäufigkeit zu, doch nicht gleichmäßig. So erscheinen gewisse Gebiete, wie besonders die Mittelgebirge relativ arm an Gewittern.

Auch die Alpen heben sich recht deutlich durch eine relativ gewitterarme Zone ab, die nur im Gebiet der mittleren Karpathen, der Ostbeskiden und der Marmaros eine allerdings sehr beträchtliche Unterbrechung erfährt. Am Nord- und Südrande der Alpen finden sich dagegen Striche, die sich durch großen Gewitterreichtum auszeichnen. In Rußland liegen die Verhältnisse ziemlich einfach; im Kaukasus wächst dann wieder die Gewitterhäufigkeit.

Zum Schluß wird noch eine kurze Diskussion der bekannten Gewittertheorien gegeben, von welchen keine imstande ist, die hier gefundene geographische Verteilung befriedigend zu erklären. Messerschmitt.

Hellmann, G., Magnetische Kartographie in historisch-kritischer Darstellung. Veröffentl. des K. Preuß. Meteorol. Instituts. Nr. 215. (Abh. Bd. III, Nr. 3). Fol. 61 S. Berlin 1909.

Ein wichtiger Teil der Lehre des Erdmagnetismus beschäftigt sich mit der Verteilung der erdmagnetischen Kraft an der Erdoberfläche, wobei die kartographische Darstellung eine wichtige Rolle spielt. Diese Karten haben ein geographisches Gepräge, nicht nur weil die Unterlage die Erdoberfläche darstellt, sondern weil zur Deutung der magnetischen Kurven auch geographische Gesichtspunkte in Frage kommen. Die so gezeichneten Karten faßt der Verfasser unter der Bezeichnung „Magnetische Karthographie“ zusammen.

Die Arbeit zerfällt in zwei Teile, von der der erste „die Entwicklung und den gegenwärtigen Stand der magnetischen Karten“ behandelt, während der zweite „die magnetischen Karten für die Epochen 1700 bis 1910“ aufzählt. Der erste Teil ist demzufolge eine Geschichte der behandelten Materie. Es wurden zunächst die Versuche vor 1700 besprochen, wobei besonders die Abhandlung von Wolkenhauer (diese Mitteilungen Bd. I, S. 161 ff.), sowie die eigenen Untersuchungen des Verfassers in Frage kommen. Es schließen sich daran die Perioden 1700—1835,

in welcher nur allgemeine Übersichten gegeben werden konnten und dann die Zeit seit 1735, die erst die eigentlichen magnetischen Landesaufnahmen brachte. Es wird dann noch der gegenwärtige Stand der magnetischen Kartographie besprochen, wobei besonders die Genauigkeit der Aufnahmen, die Reduktion der Feldbeobachtungen und die Konstruktion der Karten behandelt wird. Sehr beachtenswert sind die Postulate, die für die magnetische Kartographie (S. 28—29) aufgestellt werden, von denen wohl zu wünschen ist, daß sie allgemein beachtet werden.

Der zweite Teil der Abhandlung bildet einen vollständigen Katalog aller erschienenen magnetischen Karten, in welchem, soweit Verfasser übersehen kann, keine wesentliche Lücke vorhanden ist.

Man darf dem Verfasser, der schon so viel für die Geschichte der meteorologischen Wissenschaften geleistet hat, Dank wissen, daß er dieses Gebiet nunmehr kritisch bearbeitet und dadurch auch den weiteren Fachkreisen leichter zugänglich gemacht hat. Messerschmitt.

Morphologie des Böhmerwaldes.

Von Max Mayr.

Mit 8 Tafeln.

Einleitung.

Eine der Hauptaufgaben der Geographie ist die Betrachtung der mannigfaltigen Erdformen, die — wie Penck sich ausdrückt — durch ihre Vergesellschaftung den Charakter ausgedehnter Gebiete bestimmen, und überdies Klima, Pflanzen- und Tierwelt, sowie die Verbreitung des Menschen sichtlich beeinflussen.

Die Morphologie stellt ein Grenzgebiet dar; sie hat die Formen der Erdoberfläche zu betrachten, die hervorgegangen sind aus dem Kampfe exogener Kräfte gegen endogene. Haben letztere eine Form — in vorliegendem Fall ein Gebirge — geschaffen, so arbeiten die Gewalten, deren Antrieb außerhalb unseres Planeten liegt, an ihrer Zerstörung, wobei die mannigfaltigsten Landschaftsbilder herausmodelliert werden. Um nun diesen Vorgang richtig erklären zu können, ist es nötig, einer morphologischen Abhandlung über eine bestimmte Gegend eine Betrachtung der genannten Faktoren vorauszuschicken. Es soll also zunächst ein geologischer Überblick gegeben werden, der uns — soweit nötig — auch mit dem petrographischen, stratigraphischen und tektonischen Verhältnissen bekannt macht; die exogenen Kräfte wird ein klimatologischer Abschnitt behandeln, dem eine Betrachtung der Hydrographie folgen wird, die sich ja auf Grundlage der beiden vorhergehenden erklären läßt. Den Hauptteil bildet dann die Behandlung der einzelnen Landschaftsformen in dem zu beschreibenden Gebiet.

Im folgenden soll nun der an der bayerisch-böhmisch-oberösterreichischen Grenze gelegene Böhmerwald betrachtet werden; über die Abgrenzung und Einteilung dieses Gebietes wird sogleich Näheres berichtet.

Ungefähr in der Mitte dieses Gebirgslandes schneidet sich der 49. Breitengrad mit dem 13. Längengrad (östlich von Greenwich). Es liegt zwischen 48° 39′ (Schlägl) und 49° 26′ N (Taus), zwischen 12° 40′ östl. Gr. (Cham) und 14° 5′ (Unterwuldau).

Grenzen und Einteilung.

Grenzen.

Der Name „Böhmerwald" wird für sehr verschieden große Gebiete angewandt. Doch wird damit im heutigen Sprachgebrauch vorwiegend die Bergreihe an der bayerisch-böhmischen Grenze bezeichnet, im Gegensatz zu dem Bayerischen Wald im Südwesten davon. Er bildet mit diesem und dem Oberpfälzer Wald den westlichen und südwestlichen Rand der böhmischen Masse. Ein gemeinsamer Name für diese Gebirgsgruppe hat sich nicht eingebürgert; Gümbel bezeichnet sie als „Ostbayrisches Grenzgebirge", die österreichischen Geologen als „Böhmisch-Bayerisches Grenzgebirge", auch als „Donau-Moldaugebirge" oder als „Bayerisch-Böhmisches Urgebirge", doch hat keiner dieser Namen allgemeine Annahme gefunden, auch der wissenschaftliche Name: Hercynisches Gebirge ist nicht populär geworden.

Die Abgrenzung dieses bayerisch-böhmischen Grenzgebirges stößt besonders im Osten auf Schwierigkeiten; die höheren Hügel an der Grenze gehen allmählich in die Peneplains Mittelböhmens über; eine scharfe Scheidung durch tektonische Linien, welche sich auch in der Landschaft ausprägen, fehlt hier völlig.

Auch petrographisch ist die Grenze zwischen den Gneisen und Glimmerschiefern des Oberpfälzer Waldes und den diesen auflagernden kambrischen oder präkambrischen Schiefern sehr verschwommen, was allerdings auch an dem Mangel an genaueren und neueren geologischen Aufnahmen liegt. Gegen die nordöstlichen Ausläufer des Böhmerwaldes, den mittelböhmischen Granitstock, läßt sich überhaupt nur eine ganz willkürliche Linie ziehen.

Ungefähr können wir als Nordostgrenze die Linie Eger—Marienbad—Plan—Taus—Klattau—Schüttenhofen—Horaždiowitz annehmen. Von hier ab haben wir bis südlich Budweis eine geologisch und landschaftlich deutliche Abgrenzung durch das Tertiärbecken von Budweis. Wenn wir weiter die Linie, welcher die Eisenbahn Budweis—Linz folgt, als Südostgrenze betrachten,

so haben wir dafür auch geologische Gründe, indem wir auf dieser Strecke mehrere Male auf Reste tertiärer Ablagerungen stoßen, welche eine Wasserverbindung zwischen dem Budweiser Becken und der oberösterreichischen Hochebene in alttertiärer Zeit wahrscheinlich machen.

Deutlich sind die Grenzen im Süden und Westen, wo das Urgebirge meist durch markant hervortretende Verwerfungen (Donaubruch, Fränkische Brüche) gegen die kainozoischen und mesozoischen Ablagerungen abgegrenzt ist. Als Grenze gegen das Fichtelgebirge können wir die Senke betrachten, welche die Eisenbahn Weiden—Eger benützt, und welche sich auch durch größere tertiäre Basaltausbrüche als tektonische Linie zeigt.

Dieses ganze Gebiet wird nach heutigem Sprachgebrauch in drei Gruppen geteilt. Das nördlich von der Chamer Bucht und der Neumarker Senke gelegene Hügelland wird jetzt wohl ziemlich allgemein als Oberpfälzer Wald abgetrennt; die Tschechen nennen dieses Gebiet Česky les d. h. Böhmischer Wald. Das südlich der vorher genannten Linie befindliche Bergland wird oft unter der Bezeichnung bayerisch-böhmisches Waldgebirge zusammengefaßt. Gümbel teilt dieses Gebiet in drei Teile, den Vorderen Wald, (oder Donaugebirge), das niedrigere Pfahlgebirge und den Hauptkamm, den Hinteren Wald; doch trennt man nach heutigem Sprachgebrauch den Bayerischen Wald im Südwesten von dem Böhmer Wald im Nordosten, welch letzterer von den Tschechen als Šumava bezeichnet wird. Die Landbevölkerung im bayerischen Teil benennt das ganze Gebiet den „Wald". Eine sich auch landschaftlich ausprägende Grenze zwischen den beiden oben genannten Gruppen ist nicht vorhanden und so wird dieselbe auch sehr verschieden angenommen. Wenn daher in vorliegender Arbeit eine zum Quarzzug des Pfahls ungefähr parallelen Linie von Cham bis zur bayerisch-oberösterreichischen Grenze bei Klafferstraß als Abgrenzung zwischen Bayerischem Wald und Böhmerwald angenommen wird, so tritt zwar diese Gerade auf geologischen Karten sehr deutlich hervor, prägt sich aber nicht überall auch in der Natur als markante Scheide aus.

Von dem so abgegrenzten Böhmerwald soll in folgendem nur der südwestliche Teil behandelt werden, also die höheren Hügelreihen zwischen Pfahl und den Oberläufen der Moldau, Wottawa und Angel, so daß als ungefähre Nordostgrenze die Linie

Neugedein — Neuern — Haidl — Rehberg — Außergefild — Oberplan bezeichnet werden kann, welche Linie auf lange Strecken in wahrscheinlich tektonisch angelegten Tälern verläuft. Die schwache Einsenkung, welche die Straße Unterwuldau — Aigen benutzt, soll als willkürlich angenommene Südostgrenze unseres Gebietes gelten, das obere Tal der Großen Mühl und in dessen Fortsetzung die erwähnte Pfahllinie als Südwestgrenze; die Furth—Neumarker Senke bildet die Nordwestgrenze.

Einteilung.

Es soll hier zunächst keine Einteilung in geographisch begründete Landschaften gegeben werden, sondern eine Aufzählung der einzelnen Berggruppen, um vor allem einen Überblick über das ganze Gebiet zu gewinnen.

Das Gebirge besteht im Norden bezw. Nordwesten aus nordwest-südöstlich streichenden Ketten, die sich süd-östlich der Linie Regen — Eisenstein allmählich in einzelne Kuppen auflösen; danach lassen sich zwei Hauptteile unterscheiden, deren Grenze die eben erwähnte Linie darstellt.

An die Ketten mit nordwest-südöstl. Streichen schließt sich im Nordosten ein niedriges Hügelland an, dessen schwach ausgeprägte Höhenrücken ungefähr von Südwest nach Nordost streichen. Es ist das Gebiet der Furth—Neumarker Senke, dessen Kulminationspunkt der Gewintzky mit 736 m ist. Mehrere nennenswerte Orte liegen in diesem leicht zugänglichen Gebiet, wie Furth, Neumark, Neugedein, Taus. Im übrigen Teil der nordwestl. Hälfte treten drei parallele Höhenzüge in der Hauptstreichrichtung des Gebirges (nordwestlich-südöstlich) hervor, die durch breite Täler getrennt sind. Durch das Quertal des Weißen Regens wird dieses Gebiet in einen nordwestlich niedrigen und einen südöstlich höheren Teil gegliedert.

Südöstlich der Chamer Bucht, in der die Stadt Cham liegt, beginnt der nordwestliche und niedrigste Zug mit dem Lamberg (691 m), der sich jenseits des Regens im Roßberg (668 m) fortsetzt; südöstlich des Weißen Regens beginnt der Hauptzug, der sich bis Regen erstreckt und zweimal durch enge Quertäler (Asbach und Rothbach) unterbrochen wird; der Kulminationspunkt dieses Zuges „Wettzell—Regen“ ist der Kronberg (983 m). Zwischen diesen Rücken und dem Pfahl liegt das vielfach ge-

wundene Tal des Regens, dessen Hauptort Viechtach ist. Zwischen dem genannten und dem mittleren Zug erstreckt sich das breite Kaiterstal (in einer Meereshöhe von 400—600 m); da, wo das Quertal des Weißen Regens dieses Tal schneidet, liegt der Markt Kötzting.

Der mittlere Zug beginnt nordwestlich des Weißen Regens mit dem Haidstein (743 m); die Fortsetzung zu dem jenseits des eben genannten Flusses gelegenen Hauptzug Kaitersberg—Arber ist noch unklar, aber wahrscheinlich vorhanden. Dieser Hauptzug steigt allmählich gegen Südosten hin zu dem höchsten Gipfel des ganzen Gebirges an, dem Arber (1457 m). Das Längstal des Weißen Regens, der sogen. Lamer Winkel (in 420—650 m Meereshöhe) mit dem Hauptort Lam, trennt diesen Zug von dem etwas niedrigeren nordöstlichen. Ob der Hohe Bogen (1072 m) mit dem Rücken des Künischen Gebirges (nach den Künischen = königl. Freibauern genannt) einen ehemals zusammenhängenden Zug bildet, ist noch nicht zu entscheiden. Das 1200—1300 m hohe Künische Gebirge (auch Osserkamm genannt) trägt den doppelgipfeligen Osser (1293 m), das Zwergeck (1321 m) und als Kulminationspunkt die Seewand (1343 m). Nordöstlich des oberen Angeltales streichen noch einige kleinere Züge in der Hauptrichtung des Gebirges.

Südöstlich des tief eingeschnittenen Quertales des Schwarzen Regens, in dem die Orte Regen, Zwiesel und Eisenstein liegen, treffen wir eine weitgehende Auflösung in einzelne Stöcke und Kuppen. Im Zentralteil (an der bayerisch-böhmischen Grenze) folgt auf die kleine Lakkaberg—Falkensteingruppe (1344 bezw. 1313 m) ein massig entwickelter Stock, das wald- und sumpfreiche sogen. Plateau von Mader (Mader 983 m) eigentlich eine hohe Talmulde. Am Nordrand desselben liegt der Mittagsberg (1314 m), den Südwestrand bildet der Rachel—Lusenzug (1452 bezw. 1370 m), im Süden steigen der Hanifberg und der Schwarzberg noch zu 1250 bezw. 1314 m empor. Dann erniedrigt sich der zentrale Teil (Höhen von selten über 1100 m), um erst wieder im Rücken des Plöckensteingebirges zu ansehnlicheren Höhen anzusteigen (Dreisesselberg 1312, Plöckenstein 1378 m).

Im Südwesten dieses höheren Grenzgebirges breitet sich ein niedriges Hügelland aus, das nur wenige Höhen über 800 m aufweist. Hier liegen die Märkte Grafenau und Freyung, während

in dem erwähnten niedrigen Zentralteil Kuschwarda als wichtigster Ort zu nennen ist.

Allgemeiner Landschaftscharakter.

Das ganze Gebiet zeichnet sich durch große Gleichförmigkeit aus. Das Gelände zeigt vorherrschend flache Kuppen, seltener langgestreckte Rücken. Nur bei den größten Erhebungen, wie beim Künischen Gebirge, beim Arber, Rachel und Plöckenstein, wo Höhen von 1300—1400 m Talsohlen von 600—800 m Meereshöhe gegenüberstehen, gewinnt die Landschaft mehr den Charakter eines Gebirges. Und wo auf den höchsten Rücken durch die endlos lange Verwitterungsarbeit von Wasser und Wind wild zerklüftete, oft bizarre Felsformen geschaffen worden oder wo an steilen Berghängen in tiefen Kesseln kleine dunkle Seen eingebettet sind, da gewinnt man stellenweise den Eindruck einer Hochgebirgsnatur.

Hören wir die allgemeine Landschaftsbeschreibung, die Gümbel[1]) seiner geologischen Schilderung vorausschickt: „Endlos reihen sich Gneisrücken an Gneisrücken, Granitkuppen an Granitkuppen oder beide vermengt in gleichförmiger Wiederholung aneinander. Dunkle Fichtenwälder überdecken oft auf weite Strecken die wenig wirtlichen Höhen wie mit einem tiefen Schatten und verstärken das düstere Bild, welches sich in den braungefärbten Gewässern der einförmigen Täler wiederspiegelt. Doch bringt der Wechsel von sog. Birkenbergen mit Feld- und Wiesengründen, welche vielfach eingestreut sind, innerhalb der reicher besiedelten Waldgegenden eine gewisse Lebendigkeit in die Landschaft, namentlich da, wo ausgedehntere Laubholzbestände sich in den Besitz des Waldes teilen und ihr frisches helles Grün sich mit dem dunkeln der Fichten in buntem Kontraste mischt, oder wo die zu höheren Bergen emporstrebenden dunklen Gesteinsmassen in pittoresken Gruppen mit burgruinenartigen Felsen an den Gehängen aufragen und die Gipfel der Berge krönen.“

Statistischer Überblick.

Das im folgenden zu behandelnde Gebiet umfaßt einen Flächeninhalt von ca. 3040 qkm, wovon 1910 qkm auf Bayern

[1]) W. v. Gümbel: Geologie von Bayern. II. Bd. Kassel 1894.

(Regierungsbezirke Niederbayern und Oberpfalz), 1010 qkm auf Böhmen, 120 qkm auf Oberösterreich entfallen. Beneš[1]) hat sich der Arbeit unterzogen, die wahre Oberfläche des Böhmerwaldes im Vergleich zu ihrer Projektion zu berechnen. Er findet einen mittleren Böschungswinkel von 15° 40′ und berechnet daraus die Zunahme des wahren Areals zu 3,8%. Die Zahl für das ganze Gebiet würde dann ca. 3155 qkm betragen. (Bayern 1983 qkm, Böhmen 1048 qkm, Oberösterreich 125 qkm).

Wirtschaftlicher Überblick.

Als der bedeutendste wirtschaftliche Faktor darf wohl der Wald bezeichnet werden, was sich auch schon in dem großen Areal ausspricht, das er bedeckt (auf bayerischer Seite 56%, gegen 34% im ganzen Königreich). Auf weite Strecken, besonders im inneren Wald, ist er fast die einzige Erwerbsquelle der Bewohner. Dagegen tritt der Ackerbau sehr zurück, was vor allem auf die Ungunst klimatischer Verhältnisse zurückzuführen ist. Auch die Viehzucht ist ohne Bedeutung.

Der Bergbau hat frühzeitig Menschen in manche sonst unwirtliche Gebiete geführt; doch hat das Auffinden von edlem Metall (Goldseifen von Bodenmais und besonders im Wottawatal) ein Ende genommen, während allerdings andere nutzbare Mineralien noch einen nicht geringen Teil der Bevölkerung den Erwerb bringen. Besonders die schon früh betriebene Glasindustrie, welche durch den Reichtum an Quarz und durch das leicht zu verschaffende Brennmaterial hier einen günstigen Boden findet, steht noch jetzt in hoher Blüte.

Die sonstige Industrie ist unbedeutend. Der Durchgangsverkehr war von jeher wegen der Unwegsamkeit des Gebirges von nicht allzu großer Bedeutung und nur einige Hauptrouten zwischen Bayern und Böhmen kreuzen den Böhmerwald.

Geologischer Überblick.

Literatur.

1. Fr. Bayberger: Geographisch-geologische Studien aus dem Böhmerwalde. (Erg.-H. 81. Pet. Mitt. 1886.)
2. J. L. Barvíř: Einige Proben aus der mikroskopischen Struktur des Gneisgraphits von Schwarzbach in Südböhmen. Sitz.-Ber. d. Böhm. Ges. d. Wiss. 1897. Bd. 52.

[1]) I. Beneš: Die wahre Oberfläche des Böhmerwaldes im Vergleiche zu ihrer Projektion. (Ber. d. Ver. d. Geogr. an d. Univ. Wien 1880.)

3. Derselbe: Beitrag zur Beurteilung des Ursprungs des Gneises von der Burg Gans und des Glimmerschiefers von Eisenstein. Sitz.-Ber. d. k. böhm. Ges. Wiss. 1898 (Tschechisch).
4. F. Becke: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermacks min. und geol. Mitt. IV. Wien 1882.
5. Derselbe: Vorläufiger Bericht über den geol. Bau und die kristallinen Schiefer des hohen Gesenkes. Sitz.-Ber. d. k. Akad. der Wiss. math.-nat. Klasse. Wien 1892
6. H. Commenda: Materialien zur Orographie und Geognosie des Mühlviertels. Linz 1884.
7. Derselbe: Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. 58. Jahr.-Ber. des Mus. Francisco Carolinum. Linz 1900.
8. H. v. Graber: Über die Plastizität granitischer Gesteine. Verh. d. k. k. geol Reichsanst. 1902.
9. V. Graber: Geomorphologische Studien aus dem oberösterr. Mühlviertel. Petermanns geograph. Mitt. 1902.
10. K. Gruber: Der Schwefel- und Magnetkiesbergbau am Silberberg bei Bodenmais. Abhandlungen der k. b. Akad. d. Wiss. II. Kl. 21. Bd. München 1901.
11. U. Grubenmann: Die kristallinen Schiefer. Berlin 1897.
12. W. v. Gümbel: Geognost. Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868.
13. Derselbe: Geologie von Bayern, II. Bd. Kassel 1894.
14. Fr. v. Hauer: Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie; Blatt I und II Böhmen. Jahr.-Ber. der k. k. geol. Reichsanst. Wien 1869.
15. F. Hochstetter: Alte Goldwäschen im Böhmerwald. Jahr.-Ber. der k. k. geol. Reichsanst. V. und VI. Wien 1854 und 1855.
16. Derselbe: Geognostische Studien aus dem Böhmerwald. Dto.
17. E. Kalkowsky: Über Gneis und Granit des bojischen Granitstockwerkes im Oberpfälzer Waldgebirge. Neues Jahrb. für Min. u. s. w. 1880 I. Bd.
18. Fr. Katzer, Geologie von Böhmen. Prag 1892.
19. I. Lehmann: Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinischen Schiefergesteine. Bonn 1884.
20. Derselbe: Vortrag über den Granitgang an der Watawa bei Berg-Reichenstein in Böhmen. Bonn 1883.
21. R. Lepsius: Geologie von Deutschland. I. Bd. Stuttgart 1887–1892.
22. Fr. Machaček: Nouvelles observations géomorphologiques sur le massif de la Bohème (La Géographie VII). 1908.
23. R. Murchison: On the gneiss and other azoik rocks, and on the superjacent palaeozoic formations of Bavaria and Bohemia (Quat, journ. of the geol. soc. of London 13. London 1863)
24. J. Partsch: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1884.
25. A. Penck, A. Böhm und A. Rodler: Bericht über eine gemeinsame Exkursion in den Böhmerwald. Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft 39. Berlin 1887.
26. K. A. Redlich: Die sog. Granulite des nördlichen Böhmerwaldes. Tschermaks mineral. und geol. Mitt. 19. 1900.

27. Fr. Süß: Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien 1903.
28. P. Wagner: Die Seen des Böhmerwaldes. Wiss. Veröff. des Ver. für Erdkunde zu Leipzig. 4. 1897.
29. E. Weinschenk: Grundzüge der Gesteinskunde. II. Aufl. Freiburg 1906.
30. Derselbe: Der bayerische Wald zwischen Bodenmais und dem Passauer Graphitgebiet. Sitz.-Ber. der math.-phys. Kl. der k. b. Akad. d. Wiss. 1899. Bd. 29.
31. Derselbe: Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. Abh. der k. b. Akad. der Wiss. II. Kl. 1898. Bd. 19.
32. Derselbe: Der Silberberg bei Bodenmais im Bayerischen Wald. Zeitschrift für prakt. Geologie 1900.
33. Derselbe: Die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais. Abh. der k. b. Akad. d. Wiss. II. Kl. 1901. 21. Bd.
34. L. Winneberger: Versuch einer geognost. Beschreibung des bayerischen Waldgebirges und des Neuburger Waldes. Passau 1851.
35. J. N. Woldřich: Geologische Beiträge aus dem Urgebirge Südböhmens. Abh. der Böhm Akad. 1897 Bd. 20.
36. Derselbe: Über Ganggesteine und den Zuzlawitzer Kalk im Wolynkatal des Böhmerwaldes. Jahr.-Ber. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 51, 1902.
37. Derselbe: Geologische Studien aus Südböhmen. II. Archiv der Naturw. Landeserf. v. Böhmen. Prag 1904.
38. V. v. Zepharovich: Beiträge zur Geologie des Pilsener Kreises in Böhmen. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. V. Wien 1854.

Nach Abschluß der Arbeit sind erschienen: Dr. Lorenz Puffer, „Die Physiographie des mittelböhmischen Waldgebirges", Wien 1909 und „Die Besiedelung des Böhmerwaldes, I. Teil" II. Jahresbericht der Vereins-Realschule im XIX. Wiener Gem.-Bez. Döbling. Wien 1909.

Vorbemerkungen.

Die Aufnahmen, auf denen auch noch unsere heutige Kenntnis der Geologie des Böhmerwaldes beruht, gehen bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts zurück. Die bayerischen Aufnahmen geschahen unter der Leitung Gümbels und wurden von ihm in der 1866 erschienenen Karte des ostbayerischen Grenzgebirges (5 Blatt im Maßstab 1 : 100000) niedergelegt, der 1868 die „Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges" folgte. Schon 1853 waren in Südböhmen die Aufnahmen unter der Leitung Czjžeks in Angriff genommen worden. Die Arbeiten im Böhmerwald wurden besonders durch F. von Hochstetter ausgeführt, ferner von Jokély, Zepharovich und Lidl. Die Aufnahmen wurden 1869 von Fr. v. Hauer in Blatt „Böhmen" der geologischen Übersichtskarte der österreichischen Monarchie zusammengefaßt.

Auf diesen Aufnahmen beruhen auch die 1892 und 1903 erschienenen größeren geologischen Werke über Böhmen von Katzer

und Süß. Stratigraphische Arbeiten wurden seit diesen älteren Aufnahmen nicht mehr gemacht, nur die Umgebung der kleinen Seen wurde zwecks Feststellung ihrer Entstehung einer genaueren Untersuchung unterzogen. Über Petrographie und Lagerstätten wurden eine Anzahl kleinerer Arbeiten veröffentlicht.

Die älteren Aufnahmen Gümbels und Hochstetters bedürfen natürlich einer Revision. Doch wird bis zu einer gründlichen systematischen Neubearbeitung unseres Gebietes noch einige Zeit vergehen, da es vor allem in Bayern noch an dem nötigen topographischen Unterlagsmaterial fehlt; die Positionsblätter (1 : 25000), welche mit Höhenkurven versehen sind, sind von unserem Gebiet noch nicht erschienen und die übrigen Karten (1 : 50000 und 1 : 100000) tragen keine Isohypsen. Zu diesen Schwierigkeiten der topographischen Unterlagen kommt der Mangel an frischen Aufschlüssen. Die ausgedehnten Wald- und Sumpfgebiete, sowie die fast überall vorhandene Bedeckung mit Eluvialboden machen auf weite Strecken hin eine genauere stratigraphische Aufnahme fast zur Unmöglichkeit.

Petrographie.

Die Gesteine, welche den Böhmerwald aufbauen, gehören zu den kristallinen Schiefern und zu den Massengesteinen, und zwar sind von den letzteren Tiefen- und Ganggesteine vertreten, während Ergußgesteine fehlen. Infolgedessen sind auch die diluvialen und alluvialen Ansammlungen Produkte der Zerstörung dieser Gesteine.

Kristalline Schiefer: Auf die Art der Entstehung der kristallinen Schiefer des Gebietes hier näher einzugehen, fällt aus dem Rahmen der Arbeit heraus. Es mag nur erwähnt sein, daß sich jetzt hauptsächlich zwei Meinungen gegenüber stehen, von denen die eine die Umbildung der Sedimente in kristalline Schiefer auf dynamischem Wege durch Druck zu erklären sucht (Dynamo-Metarmorphose), während die andere, als deren Hauptvertreter Weinschenk zu betrachten ist, Kontaktmetarmorphose annimmt, d. h. daß mit Hilfe der aus dem Magma entweichenden Dämpfe die Umwandlung der umgebenden Gesteinshülle vor sich geht; daneben wird durch Druckschieferung auch in den äußeren Partien des eindringenden Massengesteins eine Parallelstruktur hervorgebracht (Piezokristallisation).

Es ist anzunehmen, daß auch die im Böhmerwald wie in anderen Gebieten nachgewiesene konkordante Überlagerung von Phyllit auf Glimmerschiefer und von diesem auf Gneis nach heutiger herrschender Anschauung weniger einer regelmäßigen Altersfolge entspricht, als vielmehr der verschiedenen Art der Metamorphose in verschiedener Tiefenlage.

Gneis: Der Gneis besteht vorherrschend aus hellgefärbten Orthoklas mit etwas rötlichem oder grünlichem Oligoklas, aus Quarz und Glimmer; nach der Menge und Verteilung dieser Hauptbestandteile, sowie der akzessorischen (z. B. Granat, Hornblende, Dichroit u. a. m.) hat man verschiedene Arten unterschieden. Besonders Gümbel hat für den bayerischen Anteil des ostbayerischen Grenzgebirges eine größere Anzahl verschiedener Gneisvarietäten beschrieben, auf die einzugehen aber zu weit führen würde. Im österreichischen Teil des Böhmerwaldes sind solche genauere Unterscheidungen der Gneise noch nicht vorgenommen worden; es gelingt auch nicht oder nur sehr mangelhaft, die Gliederung der Gneismassen, welche in anderen Gebieten vorgenommen worden sind (Erzgebirge, Sudeten, Mähren), auf die Verhältnisse des Böhmerwaldes zu übertragen. Im ganzen ist die chemische Zusammensetzung der einzelnen Gneisvarietäten nicht sehr voneinander abweichend. Hornblendegneise treten gegen die Glimmergneise stark zurück.

Entsprechend dem geringen Unterschied der Gneise ist auch das Zersetzungsprodukt ein ziemlich übereinstimmendes, nämlich eine bräunliche lehmige Masse, welche auf Höhen und Hängen mehr sandig, in Tälern mehr tonig erscheint; bei geringerem Grade der Zersetzung ist noch die Struktur der Felsspäte zu erkennen, scharfkantige Quarzsplitter finden sich noch im obersten Eluvium. Eine starke braune Färbung des Bodens deutet auf einen Hornblendegehalt des unzersetzten Gesteins hin.

Glimmerschiefer: Vielfache Übergänge führen vom Gneis zum Glimmerschiefer hinüber. Er unterscheidet sich von ersterem durch das Zurücktreten oder völlige Fehlen des Felsspates zugunsten des Quarzes. Nach den durch die Glimmerblättchen (Biotit und Muskowit) hervorgerufenen parallelen Lamellen läßt sich das Gestein leicht spalten. Fibrolith, Granat und Turmalin sind wichtigere häufig auftretende akzessorische Gemengteile. Oftmals trifft man die Ausscheidung von weißem

Quarz in Gestalt von Linsen und Nestern. Tritt die Glimmerbeimengung stark zurück, so bezeichnet man das Gestein auch als Quarzitschiefer (nach Gümbel). Bei der Verwitterung treten die widerstandsfähigeren Quarzlinsen als Erhabenheiten hervor. Bei weitgehender Zersetzung entsteht ein scharfkantiger Quarzsand, eingebettet in eine mehr oder minder hellbraune sandig tonige Masse.

Phyllite (Urtonschiefer) treten nur in sehr untergeordneter Weise in unserem Gebiete auf. Es sind vollkommen schiefrige, meist grünliche oder rotbraune Gesteine, welche eine Art Grenzglied zwischen den kristallinen Schiefern und den eigentlichen Tonschiefern darstellen und von vielen Forschern im Böhmerwald direkt zu letzteren (ins Kambrium) gestellt wurden.

Hornblendeschiefer: Geringe Verbreitung haben Hornblende- und Dioritschiefer; dunkelgrüne Hornblende wiegt bei ersterem vor, daneben Glimmer, Feldspat und Quarz. Bei dem mit ihm durch Übergänge verbundenen Dioritschiefer verdrängt der Feldspat den Quarz völlig oder doch beinahe ganz.

Kristalliner Kalk findet sich als Einlagerung im Gneis in geringen Mengen am Hohen Bogen.

Serpentin: Ebendort findet sich auch der hier als umgewandeltes Hornblendegestein zu betrachtende dunkelgrüne Serpentin; derselbe findet sich auch bei Spiegelau.

Als spezielle Landschaftsformen bildende Gesteine kommen körniger Kalk, Serpentin und ein am Osser auftretender Chloritschiefer wegen ihrer geringen Verbreitung nicht in Betracht. Der im östlichen Böhmerwald (bei Krumau und Prachatitz) in drei großen charakteristischen Zügen auftretende Granulit findet sich in unserem Gebiete nicht.

Massengesteine: Nur selten können wir im Böhmerwald eine scharfe Grenze zwischen den kristallinen Schiefern und den entsprechenden Massengesteinen ziehen. Zwischen Diorit und Diorit- bezw. Hornblendeschiefer bestehen Übergangsformen und zwischen dem Quarzit des Pfahls und dem meist anliegenden Gneis (seltener Granit) schiebt sich der dem Glimmerschiefer ähnliche Pfahlschiefer ein. Ganz allmählich ist der Übergang vom Granit zum Gneis und weiter zum Glimmerschiefer und Phyllit. Die entsprechenden Zwischenglieder hat man als Granit-

gneis und Gneisgranit bezeichnet, je nachdem sich die Struktur mehr dem Eruptivgestein oder dem kristallinen Schiefer nähert.

Granit: Gegenüber der großen Ausdehnung des Granits treten alle anderen Massengesteine in den Hintergrund. Ähnlich wie beim Gneis hat man auch hier eine Gliederung in eine Anzahl Varietäten vorgenommen; doch dürfte die von Gümbel gebrauchte Einteilung in zwei Hauptgruppen auch jetzt noch die brauchbarste und auch auf andere Teile des Böhmerwaldes anwendbare sein. Unter dem Namen der „Wald- oder Lagergranite" faßt er die mittel- bis grobkörnigen Zweiglimmergranite zusammen, welche nur vereinzelt größere Orthoklasausscheidungen aufweisen; er entspricht dem gleichmäßig körnigen Granit älterer Autoren und kann auch als Granit schlechthin bezeichnet werden. Diese Granite geben wegen ihres gleichmäßigen festen Gefüges gute Pflastersteine. Die andere Hauptart ist der Kristallgranit Gümbels, jetzt meist wegen seiner porphyrähnlichen Struktur als porphyrartiger Granit bezeichnet. Er zeichnet sich durch Ausscheidung großer meist tafliger Orthoklaszwillinge aus, welche dem Gestein ein sehr charakteristisches Aussehen geben. Im westlichen Teile des südlichen Hauptstockes (Aigen—Dreisessel) ist er ärmer an farbigen Bestandteilen als im östlichen, wo er noch reichlich Hornblende enthält (grobporphyrischer Amphibolgranitit). Der von Gümbel als Winzergranit bezeichnete, reichlich Turmalin und grünlichen Plagioklas führende Granit beschränkt sich auf die südwestlichen Teile des bayerischen Waldes.

Wichtig für das Einsetzen der Verwitterung und auch der Erosion ist die senkrechte Zerklüftungsweise des Granits, welche dann auch weiterhin die merkwürdigen Felsformen (s. Abb. 1 u. 2) erzeugt, wie sie besonders auf den Bergkuppen auftreten, wo Wasser und Wind den verhüllenden Verwitterungsschutt hinweggeschafft haben. Ähnlich verhalten sich die dem Granit in der Struktur verwandten Gneise.

Amphibolite und Diorite sind den Hornblende- bezw. Dioritschiefern in ähnlicher Weise, wie die Granite den Gneisen angeschlossen, doch beschränkt sich ihre Verbreitung auf kleine Strecken (Hoher Bogen). Die Zersetzungsmasse dieser basischen Gesteine zeichnet sich wie die ihrer entsprechenden Schiefer durch dunkle, rotbraune, seltener graugrünliche Farbe aus, während

das Zersetzungsprodukt des Granits natürlich dem des Gneises entspricht.

Quarzfels: Auf Gängen und Lagern ist weit verbreitet Quarzit. Allerdings erscheint es fraglich, ob nicht die bedeutendste Quarzitmasse des bayerisch-böhmischen Waldes, nämlich die des Pfahls (s. Abb. 3), zu den kristallinen Schiefern gestellt werden sollte, d. h. als Paraquarzit im Sinne Rosenbuschs bezeichnet werden muß; dafür spricht das meist sehr feine Korn und der unregelmäßig eckige Bruch im Gegensatz zu dem fettglänzenden muschligen Bruch der eigentlichen Orthoquarzite.

Ganggesteine: Das ganze Gneisgranitgebiet wird von zahlreichen Ganggesteinen durchschwärmt, welche der Zusammensetzung nach meist den Graniten entsprechen. Alle Übergänge führen vom glimmerfreien feinkörnigen Aplit bis zum großkörnigen Pegmatit. Der Schriftgranit zeichnet sich durch seine merkwürdige Verwachsung von Quarz und Orthoklas aus, welche an hebräische Buchstaben erinnert. Die Pegmatite haben zahlreiche akzessorische Mineralien (Beryll, schwarzen Granat, Epidot, Andalusit, Zinkblende, Flußspat, Apatit u. a.). Zu den Ganggesteinen gehören in gewisser Hinsicht auch die Quarzgänge. Der Quarz ist hierbei nicht selten rauchgrau oder rosa (Rosenquarz vom Hühnerkobel bei Rabenstein).

Stratigraphie.

Granit und Gneis nehmen in unserem Gebiete nahezu den ganzen Boden ein, wenn auch nur selten frisches Gestein anstehend getroffen wird und nur die Art des Eluviums das Liegende anzeigt. Dagegen treten die anderen Eruptivmassen und kristallinen Schiefer (mit Ausnahme des Glimmerschiefers), ebenso wie das Diluvium und Alluvium fast völlig zurück.

Kristalline und altpaläozoische Schiefer: Gümbel stellt folgende Systeme der kristallinen und altpaläozoischen Schiefer auf, welche Tabelle zugleich als schematisches Profil vom böhmischen Kesselland bis zum Naabtal abgesehen werden kann (von oben nach unten zu lesen):

1. Altpaläozoische fossilführende Schichten und präkambrische fossilleere Tonschiefer;
2. Phyllitsystem;
3. Glimmerschiefersystem;

4. Gneissystem:
   a) herzynische Stufe;
   b) bojische Stufe[1]);
5. in unregelmäßiger Verteilung beigesellt Stöcke und Gänge von Massengesteinen.

Die fossilleeren Tonschiefer, welche südlich Taus und Klattau an unser Gebiet grenzen, wurden von Barrande in Etage A und B seines Silursystemes gestellt, von Gümbel anfangs zum Silur und Kambrium, später aber als präkambrisch oder höchstens dem untersten Kambrium zugehörig bezeichnet. Sie bilden ein Übergangsglied zwischen den Phylliten und den sicher als unterkambrisch erkannten Tonschiefern. Es ist gerade hier eines der geologisch schlechtest bekannten Gebiete Österreichs und so dürfte erst eine genauere Aufnahme eine brauchbare Gliederung ermöglichen. Niedrige, sanfte Hügel sind das Charakteristikum dieser vielleicht schon als Peneplains zu bezeichnenden mittelböhmischen Tonschieferlandschaft, deren Höhen weniger von Wald, als von Wiesen und Weiden bedeckt sind, während die Täler fruchtbar und gut angebaut sind. Die leichte Wegsamkeit dieses Gebietes und das Zurücktreten des Waldes hat bewirkt, daß hier die tschechischen Siedlungen am weitesten nach Westen vorgerückt sind.

Phyllit- und Glimmerschiefergebiet: Zwischen diesen präkambrischen Tonschiefern und der Glimmerschieferzone schiebt sich völlig konkordant und petrographisch von beiden nicht scharf zu trennen ein schmaler Phyllitzug ein[2]). Eine landschaftlich hervortretende Stufe bilden diese stark glimmerigen Gesteine nicht aus.

Die ziemlich mächtige Glimmerschieferzone umfaßt das künische Gebirge und den nach Südosten anschließenden Teil des Hauptkamms, sie erstreckt sich also vom Südostfuß des Hohen Bogens bis zum Mittagsberg und zwar in einer nach Südosten abnehmenden Breite. Durch vielfache Übergänge (Gneisglimmerschiefer) ist der Glimmerschiefer mit dem ihn von zwei Seiten umgebenden Gneis verbunden. Sein Einfallen ist wie das

[1]) Am Westrand des Oberpfälzer Waldes.

[2]) Von vielen Autoren wird dieser Phyllit nicht als eigene Zone ausgeschieden, sondern zu den präkambrischen Schiefern oder auch zu den Glimmerschiefern gestellt.

der Gneisschichten nach Nordnordost—Nordost. Charakteristisch sind zahlreiche quarzreichere Züge im Glimmerschiefer (Quarzglimmerschiefer Gümbels), ebenso Quarzgänge, welche an manchen Stellen (besonders im Lamertal) zur Ausbeute und Glasfabrikation Veranlassung gegeben haben. Im nordwestlichen Teil (östlich Rittsteig, südwestlich Neuern) sind schmale Kalkeinlagerungen, welche bei Glashütten Einsprengungen von Eisenkies, Magnetkies und Magneteisen enthalten, wodurch hier ein Bergbau hervorgerufen wurde. Die Verhältnisse der ehemaligen Eisengruben bei Eisenstein sind nicht genügend bekannt. Granaten finden sich vor allem an Kontaktstellen des Glimmerschiefers mit Granit, so z. B. in einer schmalen Kontaktzone am Stubenbacher See; doch haben sie wegen ihrer geringen Qualität nirgends Abbau gefunden.

Die Glimmerschieferzone zeichnet sich durch charakteristische Gipfelformen aus, daher hat auch das Künische Gebirge den schärfsten Grat und die ausgeprägtesten Berge des Böhmerwaldes; besonders der Osser sticht durch seine merkwürdige doppelgipflige Form hervor, die ihn von Böhmen her auf weite Entfernung kenntlich macht. Die zahlreichen Quarzlinsen fallen wohl jedem auf, besonders wo sie durch die Verwitterung aus dem übrigen Gestein hervorstehen. Der Schimmer feiner Glimmerblättchen auf allen Wegen zeigt gewöhnlich an, daß man sich im Glimmerschiefergebiet befindet.

Für die Verteilung der Siedlungen kommt dieses Gebiet wenig in Betracht, da es vorwiegend höher gelegene, ihrer Lage nach ungünstigere Zonen einnimmt; wegen des geringeren Gehalts an Alkalien ist der aus Glimmerschiefer entstandene Verwitterungsboden weniger fruchtbar als der des Gneis- oder Granitgebietes. Fast das ganze Gebiet wird von Wald, in geringerem Maße von Weiden und Wiesen eingenommen.

Basische Stöcke und Hornblendeschiefer: Im nordwestlichen Teil nimmt der Böhmerwald an einem Gebiet hornblendereicher Gesteine teil. Diese erstrecken sich zwischen Furth und Rittsteig und nördlich des Hohen Bogens. Die hauptsächlich durch Hornblendeschiefer vertretenen Schichten streichen von Nordwest nach Südost, sollen aber in der Gegend östlich von Neukirchen nach Nordnordost umbiegen, müßten also den Glimmerschieferzug unter nahezu rechtem Winkel schneiden.

Doch ist hier leider der Kontakt zu schlecht aufgeschlossen, um die Lagerung richtig erkennen zu können. Nach Norden gehen die Hornblendeschiefer allmählich in Tonschiefer über.

Das Gebiet ist von zahlreichen Dioritstöcken durchsetzt, welche meist in nordwestlich-südöstlicher Richtung langgestreckte Formen zeigen. Der Übergang von diesen zu den Hornblendeschiefern wird durch als Dioritschiefer bezeichnete Gesteine hergestellt, bei welchen der Quarz fast völlig gegen die Hornblende zurücktritt. Zwischen diese Schiefer und die eigentlichen Gneise schieben sich südwestlich des Hohen Bogens hornblendehaltige Gneise ein und vermitteln so den Übergang. Hier finden sich auch einige Kalklager, welche zur Entstehung von Kalköfen Veranlassung gegeben haben.

Die dunkle Farbe des Ackerbodens, die rotbraune oder dunkelgraugrüne Verwitterungsmasse, welche die anstehenden Felsen verkleidet, ist charakteristisch für das Hornblendegebiet. Weiche runde Formen mit breiten flachen Tälern sind die bezeichnenden Landschaftsformen. Die Dioritstöcke treten als meist deutlich abgesetzte niedrige Hügel hervor. Das Zurücktreten des Waldes zugunsten der Ackerbau- und Wiesenflächen, sowie eine reichere Besiedlung ist sowohl die Folge größerer Fruchtbarkeit des Bodens, als auch einer leichten Zugänglichkeit dieses Teiles; letzteres hat auch dazu geführt, daß hier die älteste und bedeutendste Verkehrsstraße durch den Böhmerwald führt.

Das Gneis- und Granitgebiet: Weitaus der größte Teil des Böhmerwaldes wird von Gneis und Granit nebst ihren zahlreichen Übergangsgliedern eingenommen[1]). Während im Nordwesten nur vereinzelt kleinere Granitstöcke die Gneiszüge durchbrechen, nehmen erstere gegen Südosten an Ausdehnung zu, um schießlich östlich der Linie Rehberg-Böhmisch Röhren das ganze Gebiet zu bedecken. Das Streichen der Gneisschichten hat in unserem Gebiet eine ungefähre Richtung von Nordwest nach Südost, während es im Oberpfälzer Wald nahezu Nord-Süd-Richtung einnimmt. Östlich der oberen Moldau (etwa südlich Winterberg) streichen die Schichten auf kurze Erstreckung von West nach Ost und biegen dann nach Nordost bezw. Nordnordost

[1]) Nach Gümbel nehmen sie im ostbayerischen Grenzgebirge 96 % der Gesamtfläche ein.

um. Das Einfallen nach Nordost in unserem Gebiet geschieht meist unter einem Winkel von 60—70°. Wenn man, wie Gümbel, eine regelmäßige Alterszunahme der Schichten von Osten nach Westen annimmt, kommt man zu einer Dicke von 20000 m für den ganzen Gneiskomplex.

Merkwürdig ist das Verhalten der Gneisschichten zu den Granitstöcken, letztere scheinen, wie Hochstetter sagt, den Schichten gleichsam eingelagert zu sein; es fallen nämlich die Gneise im Südwesten unter einem Winkel von 45—65° unter die Granitmassen ein, während sie im Nordosten ihnen auflagern; dies spricht sich auch in der meist langgestreckten Gestalt der Granitstöcke aus. Es kann also nicht an eine kuppenartige Aufwölbung der granitischen Massen gedacht werden, welche von den Schiefergesteinen zwiebelschalenartig umhüllt werden. Da sich die Unterscheidung in einzelne Gneisvarietäten, welche Gümbel vorgenommen hat, in unserem Gebiet landschaftlich kaum ausprägt, und überhaupt nur für genauere geologisch-petrographische Arbeiten Wert hat, so erübrigt es hier darauf einzugehen.

Die porphyrartigen Granite, deren große, weiße Ortheklaskristalle das Gestein schon von weitem kenntlich machen, beschränken sich nördlich des Pfahls auf die Stöcke um Bodenmais und Zwiesel, während der gleichmäßig körnige Granit die ausgedehnten übrigen Massen einnimmt. Er zeichnet sich durch verhältnismäßig große Gleichmäßigkeit im ganzen südböhmischen Granitmassiv aus. Auf das Alter dieser Stöcke werden wir später zurückkommen. Pegmatit- und Aplitgänge durchschwärmen nach allen Richtungen das Gneis- und Granitgebiet. Die großen Quarze der Pegmatite, sowie die meist im Streichen des Gneises liegenden Quarzgänge gaben an vielen Orten Veranlassung zur Entstehung von Glashütten. Granaten, Strahlstein, Asbest, Titaneisen, blauer Dichroit und prächtig gefärbter grüner Feldspat ist dem Gestein an manchen Orten beigemengt, hat aber nirgends Veranlassung zu Bergbau gegeben. Eine technisch wichtige Einlagerung in Gneis findet sich bei Bodenmais, nämlich Schwefel- und Magnetkies, welche heute noch abgebaut wird. Eine ebenfalls große technische Bedeutung hat das allerdings nicht mehr in unser enger begrenztes Gebiet übergreifende Vorkommen von Graphit in Gneis bei Hauzenberg und Schwarzbach.

Mit Ausnahme der Felsen auf höheren Gipfeln (s. Abb. 2),

wo kein Verwitterungsschutt haften blieb, ist das ganze Gebiet von einem tiefgründigen, teilweise noch mit größeren Blöcken versehenen Eluvialboden bedeckt, der einen guten Ackerboden abgibt; doch wird dieser Vorteil durch andere Faktoren wieder aufgehoben, vor allem durch die Ungunst des Klimas und auch für manche Teile durch schwierige Verkehrsverhältnisse.

Entsprechend der mineralogischen Übereinstimmung zwischen Gneis und Granit werden auch ähnliche Landschaftsformen erzeugt, nur daß entsprechend der Lagerung das Gneisgebiet mehr lange Rücken, die Granitstücke mehr kuppenförmige Höhen aufweisen, soweit nicht die Erosion auch diesen Unterschied verwischt hat. Wohl der ausgeprägteste Gneisrücken ist der hohe Kaitersberg—Arberzug, während sich die schönsten Kuppenformen um Kuschwarda finden; doch kommen auch im Granitgebiet langgestreckte Rücken vor, wie das Plöckensteingebirge zeigt. Tief eingeschnittene enge Täler und flache Höhen sind für dieses Gebiet charakteristisch; nur einige Talweiterungen und mehrere tektonisch angelegte breite Täler haben hier Veranlassung für die Ansiedelung einer etwas dichteren Bevölkerung gegeben, während wir sonst eine nur dünne Besiedelung antreffen. Dichter Wald und zahlreiche Sümpfe nehmen ein großes Areal ein.

Eine merkwürdige Landschaftsform bildet der weiße Quarzzug des Pfahls (s. Abb. 3), der an manchen Stellen wie eine ruinenhafte Mauer unermittelt aus dem niederen Hügellande hervorragt. Er erstreckt sich in einer nahezu geraden Linie von Klafferstraß an der bayerisch-oberösterreichischen Grenze bis Cham in einer Länge von 140 km. Allerdings tritt er nicht an allen Stellen über der Oberfläche scharf empor, sondern läßt sich auf weite Strecken hin nur durch Lesesteine nachweisen. Auf seine ganze Erstreckung ist der Pfahl von quarzreichen glimmerschieferartigen Gesteinen begleitet (Pfahlschiefer). Der Pfahlquarzit findet als Beschotterungsmaterial eine allerdings nicht besonders günstige Verwendung.

Spuren einer diluvialen Vergletscherung: Fossilführende Schichten findet man im inneren Böhmerwald nicht. In den langen geologischen Perioden, welche seit dem Eindringen der Granitmassen vergangen sein müssen, scheint das Meer unser Gebiet nicht mehr überflutet zu haben. Eine Transgression hat nur an den Rändern des Bayerischen Waldes stattgefunden. Ob

in der Kreide- oder Tertiärzeit eine Wasserverbindung zwischen der Bodenwöhrer Bucht und Mittelböhmen über die Further Senke bestanden hat, ist nicht erwiesen. Das außerordentlich tief gehende Eluvium [1]) deutet auf eine lange subaërische Zersetzung. Es tritt nun die Frage auf, ob die Eiszeiten des Diluviums in unserem Mittelgebirge keine Spuren hinterlassen haben. Es war das, wie ja auch in anderen Mittelgebirgen, eine viel umstrittene Frage, und selbst als eine ehemalige Vergletscherung der Vogesen, des Schwarzwaldes und des Riesengebirges allgemeine Anerkennung gefunden hatte, wollten viele Geologen die Glazialspuren im Böhmerwald nicht gelten lassen. Eine Arbeit, die sich mit dem Problem einer Vergletscherung beschäftigt, erschien 1886 von Bayberger (s. Lit.-Verz.). Er kommt durch Verwechslung von Eluvialbildung mit Moränen zu dem Resultat, daß während des Diluviums kolossale Gletscher sich bis nahe an den Austritt der größeren Täler in die Ebene erstreckt haben. Schon kurz darauf wurden diese Angaben von Penck, Brückner und Rodler nach einer gemeinsamen Exkursion an Ort und Stelle als unrichtig hingestellt, und nur die merkwürdigen kleinen Seen als Beweise einer Vergletscherung angenommen. 1897 veröffentlichte Wagner (s. Lit.-Verz.) nach eingehenden Untersuchungen eine Spezialarbeit über die Seen des Böhmerwaldes, in der auch den Glazialspuren eine eingehende Betrachtung zuteil wurde. Diesen Beobachtungen habe ich nur Weniges aus eigenen Untersuchungen hinzuzufügen.

Partsch gibt für die Vogesen eine Höhenlage der äußeren Schneegrenze von 800 m an, für den Schwarzwald von 950—1000 m, für das Riesengebirge von 1100 m, für die Hohe Tatra von ca. 1500 m, was also auch eine Zunahme der Trockenheit nach Osten hin kennzeichnet, wie sie ja auch heute besteht. Es wäre doch sehr sonderbar, wenn der Böhmerwald, der doch mit breiten Flächen an vielen Stellen über 1000 und auch über 1100 m emporragt, keine Firnbedeckung getragen hätte. Durch Vergleich mit den anderen Mittelgebirgen kann wohl eine Firngrenze von 1000—1100 m angenommen werden, wenn nicht dieselbe unter Einwirkung der nahen alpinen Eismassen noch tiefer herabgerückt war. Als direkten Beweis für eine Ver-

[1]) Bei einem Aufschluß bei Spiegelau hatte der ungestörte zersetzte Boden eine Tiefe von 5 m.

gletscherung aber müssen wohl die kleinen muldenförmig in die Hänge eingebetteten Seen betrachtet werden. Wir werden später bei der Behandlung der Talformen, bezw. Talabschlußformen noch eingehender auf diese Karbildungen zurückkommen. Hier mag nur vorweg genommen werden, daß sich an einem See sichere, an einigen anderen wahrscheinliche Moränenbildungen finden, daß ferner auch einige wahrscheinlich durch Eis geglättete Flächen auftreten, abgesehen davon, daß ihre gleichmäßige Gestalt, welche mit den Karen anderer Mittelgebirge übereinstimmt, und ihre zonenförmige Anordnung an der mutmaßlichen Schneegrenze für eine glaziale Entstehung oder wenigstens Ausgestaltung spricht. Findlinge sind bei gleichmäßiger Gesteinsbeschaffenheit kaum zu erwarten, gekritztes Geschiebe wurde von mehreren Forschern in allerdings sehr geringer Anzahl gefunden. Wegen des fast völligen Mangels an Aufschlüssen und vor allem wegen der gerade in der Nähe der Seen oft urwalddichten Waldbedeckung ist das Auffinden sicherer Kriterien naturgemäß sehr erschwert.

Alluvium (Flußgeröll) und Eluvium: Das Material der Bäche entspricht natürlich dem der anstehenden Gesteine. Größere ausgebreitete Schottermassen finden sich außer in der breiten Chamer und Neuerner Bucht nur in den Talbecken. Die Verwitterung geht nicht gleichmäßig vor sich. Es wechseln also im Eluvium vollständig zersetzte Stellen mit größeren weniger angegriffenen Flächen. Daß sich von solchen Blöcken schalenförmig stärker zersetzte Stücke loslösen, aber noch in Verbindung mit dem Mutterstück bleiben, ist charakteristisch für Eluvialbildung.

Tektonik.

Solange die genaueren stratigraphischen Grundlagen fehlen, sind natürlich alle Versuche, eine richtige Tektonik des Böhmerwaldes zu entwerfen, mehr oder minder problematisch. Doch ist es schließlich für die vorliegende Arbeit genügend, die Hauptleitlinien des Aufbaues zu erkennen, und dies ist bis zu einem gewissen Grade möglich. Man muß sich hierbei hauptsächlich auf die Arbeiten Gümbels stützen; denn obwohl manche seiner Ansichten angegriffen werden, so ist doch bis jetzt keine auf ausgedehntere Untersuchungen basierte Theorie an ihre Stelle gesetzt worden.

Tektonische Leitlinien: Von der Furth—Neumarker Senke bis zum Granitstock des Dreisesselgebirges ist das Streichen der Gneis- und Glimmerschieferschichten N 50°—55° W, kann also ungefähr als nordwestlich-südöstlich bezeichnet werden. Dieses von Gümbel „herzynisch" benannte Streichen erleidet manche lokale Störung, besonders in der Nähe größerer Granitstöcke. Parallel dieser Richtung verläuft auch der Pfahl und die meisten der zahlreichen kleineren Quarzgänge; ferner entsprechen dieser Gebirgsrichtung mehrere große breite, wahrscheinlich durch tektonische Ursachen begründete Täler, wie das Kaiterstal, das obere Moldautal u. a. Eine zu der Hauptrichtung nahezu senkrechte Störungsrichtung wurde von Gümbel „Erzgebirgsrichtung" benannt. Sie äußert sich in zahlreichen Pegmatit- und Aplitgängen, orographisch vielleicht in einigen Höhen- und Tiefenzügen Zwergeck—Arberrücken, die nordost-südwestiches Streichen haben.

Alter und Entstehung des Gebirges: Der Böhmerwald nimmt unter den deutschen Mittelgebirgen eine isolierte Stelle ein, d. h. es ist bisher nicht gelungen, ihn in eines der großen Gebirgssysteme einzureihen. Zu den variskischen Bögen steht das Streichen des Böhmerwaldes nahezu senkrecht, dem variskischen System würde die Erzgebirgsrichtung Gümbels entsprechen. Von der variskischen Faltung, die sich in großen Bögen vom französischen Zentralplateau bis nach Galizien erstreckt, wurden noch die altpaläozoischen und präkambrischen Sedimente Mittelböhmens erfaßt. Dazu gehören auch die Tonschiefer und Hornblendeschieferzüge bei Neumark—Neugedein (Neumarker Senke). Jedenfalls hat die variskische Faltung auch in unserem Gebiet Wirkungen hervorgebracht; dahin gehören die oben erwähnten, welche — im Gegensatz zu den unten zu betrachtenden jüngeren in der Streichrichtung des Gebirges liegenden Störungen — als ältere zu bezeichnen sind. Diese Faltungen müssen im Oberkarbon abgeschlossen gewesen sein; denn oberkarbonische und permische Ablagerungen liegen transgredierend auf den gefalteten älteren Sedimenten. Es fragt sich nun, ob z. Z. der variskischen Faltung der gewaltige vorher genannte Granitstock schon vorhanden war, also wie später bei der Alpenfaltung stauend gewirkt haben kann. Dafür sprechen die erwähnten Aplit- und Pegmatitgänge, welche keine spätere Faltung oder andere Spuren einer Gebirgsaufrichtung zeigen.

Wichtig ist die Frage nach dem Alter der Granitstöcke. Die relativ große Übereinstimmung der Granite auf dem ganzen Gebiet spricht für eine einigermaßen gleichzeitige Entstehung derselben. Aus den Forschungen Katzers geht hervor, daß der mittelböhmische Granitstock und also auch wahrscheinlich die südlichen Massive jünger sind als die vorkambrischen Schiefer und Phyllite und höchstwahrscheinlich auch jünger als das Untersilur, weil mutmaßlich silurische Tonschiefer noch kontakt-metamorph beeinflußt sind. Als obere Zeitgrenze können wir den Streifen permischer und wahrscheinlich auch oberkarbonischer Ablagerung auf Granit bei Regensburg ansehen. Es müßten also die Granitintrusionen zwischen dem Untersilur und dem Oberkarbon stattgefunden haben; es ist so die Möglichkeit vorhanden, daß zur Zeit der variskischen Faltung das Granitmassiv schon vorhanden war, wofür ja auch — wie eben erwähnt — die Pegmatit- und Aplitgänge sprechen. Doch sind noch so viele Widersprüche hinsichtlich des kontaktmetamorphischen Verhaltens der Schichten vorhanden, daß neue Arbeiten noch manche Überraschungen bringen können.

Auf weitere Schwierigkeiten stoßen wir, wenn wir nach dem Verhältnis des Granits zu den Gneisschichten in unserem eigentlichen Gebiet fragen. Nach Gümbel stellt der Böhmerwald den aufgebogenen Rand des böhmischen Massivs dar; alle kristallinen Schiefer fallen gleichmäßig nach Nordost ein, die Granitstöcke stellen nur lokale Unterbrechungen dar; die Schichtköpfe bilden die Höhenzüge; die Dicke des ganzen archaischen Systems einschließlich des bojischen Stockwerks beträgt 30 km. Ob diese Ansichten Gümbels aufrecht erhalten werden können, erscheint nach neueren Erfahrungen sehr fraglich. Eine einfache Betrachtung zeigt, daß die steile Stellung der Schichten beim Fehlen jeder genauen Altersbestimmung auch durch isoklinale Falten (Schuppenstruktur) sich erklären läßt. Weinschenk nimmt an, daß die stark gefalteten Gneisschichten nur eine verhältnismäßig dünne Decke bilden, unter der man auf Granit stoßen muß. Über das Alter der Gneisfalten fehlt uns jeder Anhaltspunkt; ob die Granitintrusionen gleichzeitig oder erst später unabhängig davon stattgefunden haben, ist nicht mit Bestimmtheit zu sagen, und bleibt einstweilen mehr oder minder eine Ansichtssache.

Jüngere Dislokationen: Ein System jüngerer Dislokation durchzieht den Böhmerwald. Dazu gehört vor allem der Donauabbruch von Regensburg bis südöstlich Deggendorf, der jedenfalls ins Tertiär fällt. Wahrscheinlich damit in Zusammenhang ist der Pfahl zu bringen. Prof. A. Ries (Bamberg) hatte die Liebenswürdigkeit, mir von seinen Forschungen am Pfahl Kenntnis zu geben[1]). Danach hat am Pfahl eine kleine Faltung (durch Pressung) stattgefunden, zugleich auch eine Verwerfung des südwestlichen Flügels. Der Quarzgang stellt eine saure Spaltenausfüllung dar. Der 140 km lange Pfahl setzt sich nach Nordwesten in der „Amberger Randspalte" noch 60 km weit fort und endigt im Jura nordwestlich Ambergs. Doch auch nach Südosten scheint sich die Pfahlbruchlinie in dem tektonisch angelegten Tale der großen Mühl fortzusetzen[2]). Diesem Störungssystem gehören wahrscheinlich noch einige Bruchlinien an, so das Tal der Oberen Moldau. Jedenfalls besteht ein Zusammenhang zwischen den Böhmerwalds Störungen und dem großen, in der gleichen Richtung streichenden System der Fränkischen Brüche.

Nutzbare Mineralien.

Lagerstätten nutzbarer Mineralien haben nicht nur auf die Besiedelung eines Gebietes einen wichtigen Einfluß, sondern können auch bei ihrem Abbau mancher Landschaft ein eigenartiges Gepräge geben. So haben die zahlreichen Steinbrüche in der Sächsischen Schweiz das Aussehen der Elbufer an manchen Stellen deutlich verändert und die im Laufe der Zeit zu richtigen Hügeln herangewachsenen Halden großer Bergwerke sind gewiss in die Augen springende Formen.

Erzlagerstätten: An Erzlagern ist der Böhmerwald verhältnismäßig arm. Im Mittelalter war der östliche Böhmerwald eine reiche Fundgrube von Gold. Besonders an der Wottawa bei dem 1584 zur „Freien kgl. Goldbergstadt" erhobenem Orte Berg-Reichenstein, ferner an der Wolinka, Blanitz und Angel, auch im Regengebiet (bei Bodenmais) wurde das edle Metall in Seifen gewonnen. Welche Bedeutung die Goldgewinnung im Mittel-

[1]) Seine Arbeit über den Pfahl und seine Gesteine wird 1910 erscheinen, worin er die Einzelheiten und Beweise für seine Beobachtungen und Ansichten bringen wird.

[2]) Siehe weiter unten.

alter hatte, ersieht man daraus, daß im 14. Jahrhundert bei Berg-Reichenstein mehr als 300 Goldmühlen im Betriebe waren. Erst später ist dem einfachen Auswaschen des Metalls auch der richtige Bergbau gefolgt, hat aber keine besondere Bedeutung erlangt. Das im Urgebirge weit verbreitete Gold ist meist nur in ganz fein verteilten Mengen vorhanden und gewinnt erst Bedeutung, wenn die zahlreichen Flußläufe es zusammenschwemmen; Gänge von Gold sind im Böhmerwald jedenfalls immer selten gewesen. Jetzt ist der gesamte Bergbau auf Gold durch Erschöpfung erledigt. Doch erinnern zahlreiche Pingenzüge und Halden an manchen Orten im Böhmerwald (Sablat, Außergefild Rehberg, Berg-Reichenstein, Bodenmais u. a.) an die ehemalige Bedeutung der Goldgewinnung. Merkwürdig für die Landschaft sind die Seifenmühlen, besonders bei Unter-Reichenstein an der Wottawa; es sind unregelmäßig nebeneinander aufgeworfene, 3—8 m hohe Hügel, welche großenteils noch immer unfruchtbar, höchstens mit dürrem Gras bewachsene Schotter- und Sandhaufen darstellen. Der im 15. und 16. Jahrhundert blühende Silberbergbau bei Krumau ist ebenfalls völlig in Verfall geraten.

Interessant ist der Unterschied, den Gold und Silber auf die Entwicklung mancher Gebiete gehabt haben. Das leicht zugängliche Gold, das im Mittelalter den Reichtum und Glanz Böhmens hervorgerufen hatte, bewirkte eine vorübergehende Bedeutung der entsprechenden Orte, während das nur durch schwierigeren Bergbau zu gewinnende Silber Anlaß zu einem nicht geringen Teil der deutschen Einwanderung und zur Bildung von Kulturstätten geworden ist.

Eisenerze sind im Böhmerwalde nicht sehr verbreitet, finden aber an einigen Stellen noch heute bergmännischen Abbau. Die ehemalig bedeutenden Eisenerzgruben im Kremsertal (nördl. Krumau) sind jetzt ohne jede Bedeutung, ebenso die im Künischen Gebirge bei St. Katharina. Auch bei Eisenstein wurde ehemals auf Brauneisensteine gegraben. Selbst das Bergwerk am Silberberg bei Bodenmais hat nicht mehr die Bedeutung wie in früheren Zeiten. Ursprünglich galt hier der Bergbau der Gewinnung des „Eisernen Hutes“, d. h. dem in Brauneisenstein umgewandelten oberen Teil, später wurden die Kiese zur Herstellung von Vitriolen benutzt, jetzt wird aus ihnen fast ausschließlich Potée (Glasschleiferrot) bereitet. Das Lager stellt eine Anreicherung

gewisser Gneisschichten mit Schwefel- und Magnetkies dar. Die großen Halden an den Hängen des Silberbergs geben der Bodenmaiser Landschaft ein charakteristisches Gepräge, die rote Farbe des Potées verleiht den Wegen in der Umgebung dieses Bergwerkes einen eigentümlichen Überzug. Die Schwefelkiesvorkommnisse bei Lam finden jetzt keinen Abbau mehr.

Nutzbare Gesteine: Die schon oben erwähnten nicht mehr in unser enger begrenztes Gebiet fallenden Graphitgruben haben einen großen Export hervorgerufen. Das bayerische Graphitgebiet erstreckt sich zwischen Griesbach und Hauzenberg. Das böhmische, hauptsächlich zwischen Schwarzbach und Krumau schwache, nicht mehr abbauwürdige Lager findet sich auch bei Gross-Ždikau, bei Schüttenhofen und Wolin. Die Ausbeute ist bedeutend, wird aber leider im Passauer Gebiet durch unrationellen Abbau (die Gruben sind in Händen von Bauern) herabgemindert; die Graphitgruben bei Krumau brachten z. B. 1901: 11759,5 Tonnen Graphit im Werte von ca. 900 000 Kronen. Das Mineral tritt meist in Form von Blättchen im Gneis oder im körnigen Kalk auf. Nach Weinschenk ist er kontaktmetamorpher Entstehung, hervorgerufen durch Exhalationen von Kohlenoxyd neben Kohlenoxydverbindungen von Eisen und Mangan, welche von den Granitmassen ausgingen. Für die Landschaft der Graphitgebiete sind außer den Halden die schwarz gefärbten Wege und Straßen charakteristisch.

Kaolin findet sich verhältnismäßig selten so, daß er zur Porzellanfabrikation brauchbar ist. Von nicht hervorragender Qualität sind die Kaolinlager von Kubern (südöstlich Winterberg) und Grün (im Künischen Gebirge); die guten, Porzellanspat genannten Arten von Hauzenberg bei Passau und in der Bodenwöhrer Gegend, fallen schon außerhalb unseres Gebietes. Granaten sind weit verbreitet, aber nirgends von einer solchen Qualität, daß sie als Schmucksteine Verwendung finden könnten. Der am Hühnerkobel bei Rabenstein auftretende Rosenquarz ist eine Merkwürdigkeit des Böhmerwaldes, hat aber wegen der geringen Beständigkeit seiner Farbe nur untergeordnete Bedeutung als Zierstein. Quarz, besonders der Pfahlquarzit, dient vielfach als Straßenschotter. Eine große Bedeutung aber hat er für die Glasfabrikation erlangt, welche jetzt einem nicht geringen Teil der Bevölkerung den Lebensunterhalt gewährt. Besonders

die reichen Quarzbrüche bei Rabenstein haben zu den großen Glashütten im Zwiesler Tal Veranlassung gegeben. Allerdings hat auch das billig und leicht zu beschaffende Brennmaterial die Entwicklung dieser Industrie gefördert.

Im Gegensatz zum Bayerischen Wald, wo besonders bei Hauzenberg und Fürsteneck zahlreiche Steinbrüche im Granit und Gneis angelegt sind und einen lebhaften Export trefflicher Pflaster- und Bausteine haben, sind im Böhmerwald nur kleinere Steinbrüche für den lokalen Gebrauch vorhanden; nur bei Teisnach am Schwarzen Regen ist eine größere Steinindustrie entstanden.

Klimatologische Verhältnisse.

Literatur.

Meteorologische Jahrbücher von Deutschland (Bayern). 1896—1905.

Jahrbücher des k. b. Hydrotechnischen Bureaus. 1899—1906.

Jahrbücher der k. k. Zentralstation für Meteorologie und Erdmagnetismus (Wien). 1896—1905.

Jahrbücher des k. k. hydrographischen Zentralbureaus (Wien): I. Donaugebiet, X. Elbegebiet. 1895—1905.

1. F. Augustin: Über die Schwankungen des Wasserstandes der Moldau. Sitz.-Ber. der böhm. Ges. der Wiss. 1891.
2. W. Boedl: Temperaturmittel für Bayern 1881. 90. Bayer. Jahrb. XIII. 1891.
3. J. Hahn: Lehrbuch der Meteorologie. 2. Aufl. Leipzig 1906.
4. Derselbe: Handbuch der Klimatologie. III. Bd. 2. Aufl. Stuttgart 1897.
5. Derselbe: Verteilung des Luftdruckes über Mittel- und Südeuropa. Penks Geographische Abhandlung II. Bd. 2. Heft. Wien 1888.
6. Derselbe: Die Regenverhältnisse von Österreich-Ungarn. Sitz.-Ber. der k. k. Akad. d. Wissenschaften. Wien 1887.
7. Hellmann: Regenkarte von Deutschland. Berlin 1906.
8. N. Hoffmann und Ihne: Resultate der pflanzenphänologischen Beobachtung in Europa. Gießen 1885.
9. Kreil: Klimatologie von Böhmen. Prag 1865.
10. K. Lang: Die Landwirtschaft in Bayern. München 1890. (Abschn. über klimat. und meteorologische Verhältnisse
11. J. L. v. Liburnau: Wald, Klima und Wasser. München 1878.
12. V. Ruvarac und A. Penck: Die Abfluß- und Niederschlagsverhältnisse von Böhmen nebst Untersuchungen über Verdunstung und Abfluß von größeren Landflächen. Penks geogr. Abhandlung Bd. V. Heft 5. Wien 1896.
13. Schreiber: Die Beziehungen zwischen dem Niederschlag in Böhmen und dem Wasserabfluß in der Elbe bei Tetschen. Mitt. des Vereins für Erdkunde in Leipzig 1891.
14. J. Schubert: Der Einfluß der Wälder auf das Klima. Forstl. Rundschau I, 1900.

15. Derselbe: Landsee und Wald als klimatischer Faktor. Geogr. Zeitschrift 13. 1907.
16. Derselbe: Der jährliche Gang der Luft- und Bodentemperatur im Freien und in Waldungen und der Wärmeaustausch im Erdboden. Berlin 1900.
17. Derselbe: Wald und Niederschlag in Schlesien. Zeitschrift für Forst- und Jagdwesen 1905.
18. Singer: Temperaturmittel für Süddeutschland (1851—80). München 1889.
19. v. Sonklar: Grundzüge einer Hyetographie dos österr. Kaiserstaates. Mitt. der k. k. geogr. Ges. Wien 1860.
20. Studnička: Hyetographie von Böhmen. Archiv für naturwiss. Landesdurchforschung von Böhmen. 1887. VI. Bd. 3. Heft.
21. A. Supan: Physische Erdkunde (Abt : Klimaprovinzen) 5. Aufl. Leipzig 1908.
22. Thiele: Deutschlands landwirtschaftliche Klimatologie. Bonn 1895.
23. P. Wagner: Über Schneeverhältnisse im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. Leopold. Halle 1897.

Haben tektonische Kräfte eine Unebenheit des Bodens hervorgebracht, so arbeiten während und nach ihrer Entstehung die Atmosphärilien an ihrer Zerstörung. Der Wind und vor allem das Wasser bewirken eine mechanische und chemische Umwandlung der Gesteine, die Erosion der Bäche und Flüsse schafft die mannigfaltigen Formen, welche wir jetzt vor uns sehen und deren Betrachtung eine Aufgabe der Geographie ist. Um nun die Entwicklung des Flußnetzes und die sich daraus ableitenden morphologischen Verhältnisse, sowie die sonstigen Arbeiten der Atmosphärilien richtig verstehen zu können, ist eine allgemeine Kenntnis der Klimatologie unseres Gebietes nötig.

Allgemeine Klimalage.

Nach Supan ist der Böhmerwald im Übergangsgebiet von der westeuropäischen zur osteuropäischen Klimaprovinz eher noch zu ersterer zu rechnen. Die westeuropäische Provinz steht unter dem Einfluß westlicher ozeanischer Winde, hat milde Winter und verhältnismäßig geringe Jahresschwankungen. Reichliche Niederschläge sind ziemlich gleichmäßig über die Jahreszeiten verteilt. Durch die mannigfaltige Bodengestaltung wechseln die klimatischen Verhältnisse oft auf kurze Entfernung. Gegen Osten geht diese Provinz über in ein Gebiet des Landklimas (osteuropäische Provinz).

Hann faßt Deutschland mit Ausschluß der Nordseeküste, Russisch-Polen, Österreich-Ungarn ohne die Küstenländer der Adria und die Schweiz zu einem mitteleuropäischen Klima-

gebiet zusammen und charakterisiert es durch den Übergang vom Seeklima der Küstenländer Westeuropas zum Kontinentalklima Osteuropas. Eine Gliederung in Unterabteilungen nimmt Hann nicht vor, es sind auch erst in neuester Zeit genügend Stationen errichtet worden, um eine solche wirklich mit Erfolg machen zu können.

Auch die 1895 von Thiele (s. Lit.-Verz.) herausgegebene „Landwirtschaftliche Klimatologie von Deutschland" stützt sich nur auf ein verhältnismäßig geringes Material. Hierin wird Deutschland in Klimaprovinzen zerlegt; der Böhmerwald fällt in das „herzynische Waldgebirgsgebiet", welches das Land nördlich der Donau, südlich des Mains und östlich des Rheins umfaßt, mit Ausschluß der Täler des Rheins, Neckars und Mains. Gegenüber den westlichen und nordwestlichen Gebieten zeichnet sich dieses durch Kältezunahme im Winter und durch eine größere Amplitude der absoluten Lufttemperaturen aus.

Der Betrachtung der speziellen klimatischen Verhältnisse soll eine kurze Beschreibung der Lage der wichtigeren Beobachtungsstationen vorhergehen. Schon bei der Übersicht über alle Stationen, die sich am Schlusse des klimatologischen Abschnittes befindet, fällt die unangenehme Tatsache auf, daß die Verteilung der Beobachtungsplätze eine sehr ungleiche ist, so vor allem, daß die böhmische Seite über ungleich mehr Stationen mit Temperaturbeobachtungen verfügt. Auf bayerischer Seite befindet sich eine Station II. Klasse in Buchenau, eine III. Klasse in Cham; außerdem sind eine Anzahl Regenmesser aufgestellt. Die Station Cham liegt 386 m hoch in der weiten, waldlosen Chamer Bucht und ist nur im Norden an einen niedrigen Hügel angelehnt, sonst nach allen Seiten frei; sie dürfte einen brauchbaren Beobachtungsposten für die Verhältnisse am Nordwestrand unseres Gebirges darstellen. Buchenau, die Hauptstation im bayerischen Böhmerwald, liegt bei einer Meereshöhe von 750 m am Südwesthang des Grenzkammes in einem ungefähr westöstlich ziehenden Tal inmitten eines großen Waldbezirkes, der nur die Talsohle freiläßt.

Im oberösterreichischen Mühlviertel ist Schlägl (bei Aigen) in 530 m Höhe eine wichtigere Station; sie liegt im südöstlich streichenden Tal der großen Mühl, doch nicht wie das freier gelegene benachbarte Aigen auf der breiten Terrasse des weiten Tals, sondern in einer mehr geschützten kleinen Talweitung des Flusses.

Im Moldaugebiet (Böhmen) liegt Schwarzbach (725 m) am Südhange eines ganz flachen Hügels, im allgemeinen ziemlich frei; nahe sind die großen Sümpfe des Moldau- und Olchtales. Eine der höchsten Stationen ist das an der obersten Moldau gelegene Außergefild (1058 m). In einem nach Südosten offenen sonst von schwach ansteigenden bewaldeten Hügeln umgebenen Tale. Es liegt wie das nahe Mader (Station 1009 m) inmitten des größten Wald- und Sumpfkomplexes des Böhmerwaldes, in dem die Orte in einer Art Lichtung liegen. Mader ist im Wottawagebiet in einer flach schüsselförmigen Einsenkung am Sammelpunkt der Gewässer derselben, die sich von da aus im engen Tal einen Ausweg nach Norden suchen. Es dürfte so eine ziemlich abgeschlossene Talstation darstellen, wenn auch die Absperrung nicht durch (absolut) hohe, wilde abhaltende Kämme hergestellt wird. Bei Prachatitz im Blanitzgebiet besteht auf dem Libinberg (1091 m) die einzige Höhenstation auf ziemlich isoliert stehendem Gipfel, die aber keine Windbeobachtungen und nur mangelhafte sonstige Beobachtungen anstellt. Im Quellgebiet der Angel, am Nordabhang des 990 m hohen Eisensteiner Passes liegt die Station Storn (950 m) nahe dem Walde (300 m); das Tal öffnet sich nach Nordwesten; die Lage dürfte infolge der Nähe des Passes und der Höhe günstig sein. Klattau liegt in einer offenen peneplainartigen Landschaft und ist nur gegen Westen durch einen niedrigen und schmalen Hügel etwas gedeckt.

Temperaturverhältnisse.

(Siehe Tabelle S. 231 und 242 und Kartenskizze Taf. X.)

Die Temperaturverhältnisse bringen zwar im Böhmerwald keine nennenswerten Verschiedenheiten in der morphologischen Gestaltung hervor, aber im Hinblick auf die Wichtigkeit, welche sie für Flora und Fauna, ganz besonders aber für Bebauung und Besiedelung haben, sowie der Vollständigkeit halber soll auf sie kurz eingegangen werden.

Interessant wäre auch die Frage, inwieweit lokale Winde mit den Temperaturverhältnissen in Beziehungen zu bringen wären; doch ist für ihre Beantwortung leider die Zahl der vorhandenen Stationen zu gering. Es bestehen z. T. im ganzen bayerisch-böhmischer Waldgebirge im Donaugebiet sechs Stationen (zwei in Bayern, vier in Oberösterreich) und acht im Moldau-

gebiet (Böhmen), welche Temperaturbeobachtungen anstellen; die Verteilung ist, wie die Karte zeigt, eine sehr verschiedene, so hat das ganze Ilzgebiet keine Station für Temperaturbeobachtung. Es ist eine einzige Höhenstation vorhanden (auf dem Libinturm 1091 m bei Prachatitz), im eigentlichen höheren Grenzgebirge besteht überhaupt keine. Das Vorhandensein einer Höhenstation in der Nähe einer Talstation wie sie in den Alpen mehrfach bestehen, wäre auch für die meteorologische Erforschung des Böhmerwaldes von großem Nutzen. So ist es einstweilen nur möglich, ein allgemeines Bild von der Temperaturverteilung zu bekommen.

Tabelle der Temperaturen.

Station	Meereshöhe m	Beobachtungsjahre	Mittl. Jahrestemp.	Mittl. Temp. des wärmsten Monats	Mittl. Temp. des kältesten Monats	Schwankung	Frost-Tage	Eis-Tage
Regensburg	343	10	7,6°	24,3°	—7,5°	31,8°	121	25
Passau	309	10	8,1°	23,7°	—5,3°	29,0°	98	23
Linz	260	9	8,7°	18,9°	—2,7°	21,6°	—	—
Buchenau	750	10	5,4°	14,6°	—4,5°	19,1°	159	40
Cham	386	10	7,5°	17,5°	—3,4°	20,9°	120*	29*
Kollerschlag	725	8	6,4°	16,1°	—3,7°	19,8°	—	—
Schlägl	530	5	6,8°	17,6°	—4,5°	22,1°	—	—
St. Peter	668	8	6,6°	15,8°	—3.8°	19,6°	—	—
Neuhaus	455	8	8,2°	19,1°	—3,2°	22,3°	—	—
Außergefild	1058	4	3,4°	12,6°	—5,4°	18,0°	190*	103*
Plöckenstein	735	8	5,7°	16,7°	—5,7°	22,4°	145*	59*
Schwarzbach	725	4	4,7°	14,9°	—6,2°	21,1°	154*	60*
Hurkenthal	1010	7	4,8°	14,9°	—4,6°	19,5°	—	—
Mader	1009	3	3,1°	13,3°	—7,1°	20,4°	—	—
Prachatitz (Libinturm)	1091	6	5,0°	14,6°	—5,8°	20,4°	—	—
Storn	950	8	5,9°	15,6°	—3,4°	19,0°	—	—
Klattau	412	6	8,1°	18,5°	—3,0°	21,5°	—	—
Pilsen	311	8	9,0°	20,1°	—2,2°	22,3°	—	—
Budweis	380	8	8,2°	18,3°	—2,9°	21,1°	—	—
Prag (Laurenziberg)	325	10	8,6°	18,9°	—2,7°	21,6°		

Bem.: Bei den Frost- und Eistagen bedeutet *, daß hier die Beobachtungen sich nur auf 2—5 Jahre erstrecken.
Die Beobachtungsjahre liegen zwischen 1896 und 1905.
Über die Quellen siehe Tabelle am Schluß des Abschnitts!

Im Donautal (von Regensburg bis Linz) sowohl wie in Mittelböhmen haben wir ziemlich gleichmäßige mittlere Jahrestempe-

raturen von 8—9° C. Entsprechend den größeren Erhebungen in dem dazwischen liegenden Böhmerwald können wir hier niedrigere Temperaturen erwarten; es befindet sich auch fast unser ganzes Gebiet unterhalb der 7° Jahresisotherme und nur bei Cham, Taus und Klattau, wo breite Täler, bezw. Talebenen sich in das Gebirge hineinerstrecken, treffen wir auf Jahrestemperaturen von 7—8° C.

Der Verlauf der Isothermen[1]) zeigt an, daß die Südwest- und Südseite des Gebirges begünstigter ist; mit Ausnahme der Gipfel wird hier die mittlere Jahrestemperatur wohl nicht unter 6° C heruntergehen. Durch geringe Jahrestemperaturen zeichnet sich das Quellgebiet der Wottawa und das obere Moldautal aus, und dieses Gebiet ist auch das schlechtest angebaute und besiedelte des ganzen Böhmerwaldes; andererseits zeichnet es sich durch seinen Reichtum an Wäldern und Sümpfen aus. So niedere Jahrestemperaturen, wie sie Mader und Außergefild haben (3,1 und 3,4°), treffen wir sonst in Mitteleuropa meist nur bei Höhenstationen oder in hochgelegenen Alpentälern, mit welch letzteren ja auch die Lage der beiden Orte große Ähnlichkeit hat. Zwar liegen sie hoch (1009 bezw. 1058 m), aber die 1091 m hoch gelegene (Höhen-) Station auf dem Libinturm, sowie das wenig niedrigere Storn (950 m) haben höhere Temperaturen (5 bezw. 5,9° Jahrestemperatur). Das Minimumgebiet (mittlere Jahrestemperatur unter 4° C) fällt hier an den Quellen des Widrabaches und der warmen Moldau zusammen mit der größten Ausdehnung der zusammenhängenden Wald- und Sumpfkomplexe. Und es ist denkbar, daß diese auf die Temperaturverhältnisse ihren Einfluß ausüben. Doch muß hervorgehoben werden, daß der Einfluß des Waldes auf das Klima noch nicht nach allen Richtungen hin feststeht und daß es oft schwer ist, Ursache und Wirkung auseinanderzuhalten[2]). Vielleicht dürfen wir folgende Ursachen für die Entstehung dieses Minimumgebietes annehmen. Im Winter stagniert in dem weiten, nur nach Norden durch ein enges Tal geöffneten, flachen Becken die kalte Luft, und im

[1]) Die Temperaturkarte (Taf. X) ist nach den wirklichen, nicht auf Meereshöhe reduzierten Werten entworfen.

[2]) Nach Schubert (Lit.-Verz. 13) ist die Temperatur im Sommer unter den Bäumen eines Waldes etwas niedriger als im Freien, im Winter kaum nennenswert höher.

Sommer verhindert die ausgedehnte Wald- und Sumpfbedeckung eine stärkere Erwärmung der unteren Schichten.

Die Temperaturen des wärmsten (Juli) und kältesten Monates (Januar) (seltener Dezember oder Februar) verhalten sich ziemlich entsprechend den mittleren Jahresisothermen, wie man aus der Tabelle ersehen kann. Die niedrigsten Wintertemperaturen hat auch wieder das Gebiet um Mader (— 7,1° mittlere Temperatur des kältesten Monats, unter — 20° extremes Minimum). Minima von — 20° sind überhaupt im Innern des Böhmerwaldes nicht selten. Die mittlere Temperatur des kältesten Monats beträgt anscheinend im ganzen Böhmerwald unter — 3°, während sie in den umgebenden niedrig gelegenen Gebieten — 2° bis — 3° hat. Die Temperatur des wärmsten Monats schwankt zwischen 13° im Innern (Außergefild 12,6°, Mader 13,3°) und 18° am Rande unseres Gebirges (Cham 17,5°, Klattau 18,5°).

Es ist also auch im Sommer das Quellgebiet der Moldau und Wottawa ein Minimumgebiet, während andere Stationen, die gleich hoch oder höher gelegen sind, wärmere Sommertemperaturen haben (Libinturm 14,6°, Storn 15,6, Hurkental [1010 m] 14,9°). Die Differenz der Schwankungen zwischen wärmstem und kältestem Monat bei den verschiedenen Orten ist ebenso wie im Donautal und in Mittelböhmen gering (18,0 bis 22,4°) und zwar im allgemeinen bei Orten mit geringerer Jahrestemperatur kleiner als bei solchen mit höherer. Es ist dies begreiflich, wenn man bedenkt, daß sich die höher gelegenen Orte des Innern vor allem die des Maderer Plateaus, durch niedrigere Sommertemperatur, nicht aber durch ungewöhnlich tiefe Wintertemperaturen auszeichnen. Für die Bebauung ist auch dienlich die Kenntnis von der Anzahl der Frosttage, d. h. jener Tage, an welchen die Temperatur unter 0° gesunken ist und der Winter- und Eistage, an welchen die Temperatur den Gefrierpunkt nicht überschreitet. Durch die Zahl von 190 Frost- und 103 Wintertagen (Außergefild) wird leicht ersichtlich, daß dieses Gebiet dem Ackerbau nicht günstig sein kann. Leider fehlt es hier an Vergleichsmaterial, um ersehen zu können, ob dies größtenteils auf Rechnung der Höhenlage zu setzen ist.

Luftdruck und Windverhältnisse.

Als direkt wirkender klimatischer Faktor ist der Luftdruck mit seinen Schwankungen von untergeordneter Bedeutung; er gewinnt vor allem Interesse durch seinen Einfluß auf die Entstehung und Richtung der Winde. Bei der Betrachtung der Barometerverhältnisse ist es aber nötig, weit über unser eng begrenztes Gebiet hinauszugreifen. Hann hat auf Grund 30jähriger Beobachtungen (1881) die Verteilung des Luftdruckes über Mitteleuropa (s. Lit.-Verz.) für die Monate und im Mittel für das ganze Jahr zusammengestellt. In den Wintermonaten (Dezember bis März) liegen Hochdruckgebiete über dem nordöstlichen Teil der Alpen und über Ostungarn, niedriger Druck herrscht über Nord- und Ostsee. Die Folge sind für den Böhmerwald unter Mitwirkung der Erdrotation südwestliche, etwas seltener auch südliche und südöstliche Winde. Im April und Mai treten meist ausgeprägte Barometermaxima im Gebiet des Mittelrheins und Mains auf, Minima lagern über den Alpen und über Ungarn. Westliche und nordwestliche Winde müßten also in diesen Monaten vorherrschen. Dieses Hochdruckgebiet verflacht sich in den Sommer- und Herbstmonaten allmählich und verschiebt sich langsam nach Südosten. Es würden also nacheinander westliche, südwestliche nnd südliche, seltener südöstliche und östliche Winde herrschen.

Es müßten also über dem Böhmerwald wie über ganz Mitteleuropa westliche Winde dominieren, wenn auch im Frühling und Herbst östliche Winde vorkommen. Daß dies in höheren[1]) Luftschichten tatsächlich der Fall ist, ersieht man aus dem Ziehen der oberen Wolken und auch aus den Zugbahnen der Gewitter. Die Westwinde, besonders die von den atlantischen Barometerminimis herrührenden feuchten Windströmungen haben natürlich besonders auf die Niederschlagsverhältnisse einen wichtigen Einfluß. Bei den wenigen Stationen, welche im Böhmerwald auch Windbeobachtungen anstellen, haben wir eine starke Einwirkung durch lokale Verhältnisse. In Cham spricht sich das Vorherrschen westlicher Winde noch deutlich aus (57%), doch ist auch

[1]) Gemeint sind hier die Luftschichten, die über den dem Erdboden direkt aufliegenden (besonders in Tälern) sich befinden, nicht aber die oberen Luftschichten, in denen ja entgegengesetzte Windverhältnisse herrschen müssen.

Tabelle der Windbeobachtungen:

a) Windverteilung 1903 in Prozent.

Station	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calmen
Cham . . .	4,1%	24,9%	4,2%	0,0%	0,6%	14,1%	33,6%	15,5%	3,0%
Buchenau .	0,6	1,8	40,5	1,5	0,0	3,7	39,0	2,0	10,9
Mader . .	5,8	10.2	5,4	1,2	0,5	2,5	25,2	22,4	26,8
Krumau . .	6,5	13,0	7,4	4,8	1,6	17,2	38,4	7,6	3,4
Budweis . .	5,7	3,5	9,2	16,5	6,8	16,3	13,7	17,2	11,1

Bem.: Das Jahr 1903 ist gewählt, weil hier auch Beobachtungen von Mader vorliegen.

b) Windrichtung in Buchenau und Cham

(Mittel aus 5jährigen Beob. 1899—1903).

	Buchenau tägl. 3 Beob. (7h vorm., 2h, 9h nachm.)									Cham tägl. 2 Beob. (7h vorm., 9h nachm.)								
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calmen	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calmen
Januar	1	4	36	—	2	3	37	3	7	2	10	11	1	—	12	21	4	1
Februar	-	2	35	2	1	5	31	1	7	8	7	11		—	12	15	2	1
März	1	3	35	1	—	8	38	2	5	2	11	9	—	—	9	21	9	1
April	—	4	32	1	—	7	39	1	6	1	14	6	—	—	7	19	13	—
Mai	—	5	38	2	—	6	32	2	8	1	10	12	1	—	9	22	7	—
Juni	1	5	35	2	1	7	27	2	10	2	11	20	1	—	5	16	5	—
Juli	—	3	34	3	-	5	33	3	12	2	5	14	—	1	8	18	13	1
August	—	4	36	2		5	35	2	9	1	9	10	1	—	13	21	6	1
Septemb.	1	2	40	1	—	4	32	1	9	1	14	12	1	—	7	20	4	1
Oktober	1	1	40	1	—	6	33	3	8	2	14	10	1	-	9	19	7	—
November	2	4	35	3	1	5	29	1	10	3	10	11	-	—	9	20	7	—
Dezember	—	1	45	2	—	3	30	1	11	2	21	6	—	—	10	17	2	4
Jahr	7	38	441	20	5	64	396	22	102	27	136	132	6	1	110	229	79	10
Jahr in %	0,6	3,5	40,3	1,8	0,5	5,8	36,2	2,0	9,3	3,7	18,6	18,1	0,8	0,1	15.1	31,4	10,8	1.4

eine starke Minderheit östlicher Winde vorhanden. Vielleicht spielt hier der Gegensatz zwischen den höheren waldreichen Gebieten im Osten und der breiten, flachen, fast waldlosen Chamer Bucht im Westen eine Rolle für die Entstehung lokaler Winde; möglicherweise ist an eine Art Berg- und Talwind zu denken. Merkwürdig ist die Windverteilung in Buchenau, wo sich westliche (reinwestliche) und östliche Winde fast völlig das Gleichgewicht

halten und zwar gleichmäßig durch alle Monate. Da diese Station in einem westöstlich verlaufenden engen Tal liegt, ist es wahrscheinlich, daß hier Berg- und Talwind abwechselt; leider war es nicht möglich, genauere Angaben hierüber zu bekommen. Mader hat oft Windstillen, anscheinend besonders im Sommer. Sonst spricht sich in dem breiten flachen Kessel ein Vorwiegen westlicher Winde ziemlich deutlich aus. Am ehesten entsprechen die Windverhältnisse in dem am Ostrande des Böhmerwaldes gelegenen Budweis den theoretischen Voraussetzungen, da hier in der ausgedehnten Ebene lokale Einflüsse maßgebend sind.

Inwieweit die Verteilung der Temperaturen lokale Windströmung hervorruft, läßt sich leider an der Hand der wenigen Stationen nicht mit Sicherheit nachweisen. Doch ist es möglich, daß von den überkälteten Quellgebieten der Moldau und Wottawa kalte Winde in diesen Tälern hinabstreichen.

Der direkte Einfluß des Windes auf die morphologische Gestaltung der Landschaft wird durch die starke Waldbedeckung auf die obersten Teile der Kämme und Gipfel beschränkt, wo er gemeinsam mit dem Wasser die merkwürdigen bizarren Felsformen schafft, indem er hier mithilft, das feinere Zersetzungsmaterial hinwegzufegen und so die durch die Klüftungsweise des Granits entstandenen wollsackartigen Blöcke freilegt.

Niederschlagsverhältnisse.

(Siehe Tafel XI und Tabelle S. 238 und 242.)

Ein wichtiger Faktor für die Verteilung des Flußnetzes und dadurch besonders für die Ausgestaltung des Landschaftsbildes, dann aber auch für die Bebauung und Besiedelung eines Gebietes sind die Niederschlagsverhältnisse.

Im Gegensatz zu den Beobachtungen über Temperatur, Luftdruck und Windverhältnisse sind wir über die Niederschlagsmengen im bayerisch-böhmischen Waldgebirge durch Errichtung einer ziemlich genügenden Anzahl von Regenstationen besser unterrichtet. Unangenehm ist der fast völlige Mangel an Höhenstationen, so daß wir für größere Erhebungen nur auf Vermutungen angewiesen sind. Störend wirkt auch, daß viele Stationen nicht eine fortlaufende Reihe von Beobachtungen aufweisen, sondern daß durch irgendwelche Gründe (Wechsel des Beobachtungspostens oder des Apparates u. a.) diese Reihe unter-

brochen ist. Auf der Tabelle sind die fehlenden Jahresmittel interpoliert, wenn nur eine oder zwei fehlten; es geschah dies durch Vergleichung mit den zwei nächstliegenden Stationen[1]). Waren kürzere Beobachtungsreihen vorhanden, so wurde aus diesen direkt das Mittel gezogen, doch mit Weglassung sicher als extrem erkannter Werte[2]).

Die theoretischen Voraussetzungen für die Niederschlagsverhältnisse sind folgende: Zunahme der Regenmenge vom Rand des Gebirges gegen das Innere zu, also mit zunehmender Höhenlage, ferner größere Niederschläge auf der südwestlichen Seite entsprechend dem Vorherrschen westlicher ozeanischer Winde. Diese Voraussetzungen treffen auch zu. Erstere ist ohne weiteres erklärlich dadurch, daß sich die höchsten Erhebungen im Innern des Gebirges an der bayerisch-böhmischen Grenze befinden, etwa gleich weit entfernt von der niederbayerischen Donauebene und dem Budweiser Becken. Von 500—600 mm am Rande (Budweis 380 m, 556 mm), Straubing (329 m 663 mm) steigen die Niederschlagsmengen bis zu 1500 und 1600 mm bei hochgelegenen Stationen des inneren Kammes. Arbersee (934 m) 1613, Storn (950 m) 1543, Buchwald (1162 m 1520 mm), und selbst Talstationen, wie Eisenstein (670 m), Mader (1009 m), Außergefild (1058) haben hier noch Regenhöhen von 1150—1200 mm. Es ist möglich, daß die höheren Gipfel, von denen uns keine Beobachtungen vorliegen, Niederschlagsmengen von 1800—2000 mm haben, was etwa denen entsprechender Höhen in den nördlichen Ostalpen entspricht. (Untersberg in 1663 m Höhe hat 1952 mm.) Deutlich prägen sich auf der Niederschlagskarte die relativ regenärmeren großen breiten Täler aus, während einzeln stehende Erhebungen als Gebiete größerer Regenmengen hervorstechen (z. B. hat der Hohe Bogen (900 m) 1043 mm Niederschlag, die Talstationen Kötzting (408 m) und Eschelkam (410 m) nur 814 und 628 mm).

Auch die andere theoretische Voraussetzung, größere Nieder-

[1]) Dabei wurden die Höhenlage und der Unterschied der Regenmengen auf den verschiedenen Hängen (s. später) berücksichtigt.

[2]) Gemeint sind die Niederschlagshöhen der Jahre 1897 und 1898 (s. später), welche entgegengesetzte Extreme darstellen; es würde unrichtige Werte geben, wenn beim Fehlen des einen Jahresniederschlages der andere von diesen beiden in die Rechnung miteingezogen würde.

schlagsmengen auf der südwestlichen Seite, läßt sich an Hand des vorhandenen Beobachtungsmaterials schön nachweisen. Aus nachfolgender kleiner Tabelle, welche aus den Beobachtungen der Stationen des Grenzkammes (etwa von Lam bis Fürstenhut) zusammengestellt ist, ersieht man die Niederschlagsmengen für einzelne Höhenzonen auf den beiden Abdachungen [1]).

Niederschlagshöhe:

Höhenzone	Südwestseite	Nordostseite
600— 700 m	900—1150 mm	650— 800 mm
700— 800 „	1000—1300 „	800—1000 „
800— 900 „	1050—1500 „	900—1250 „
900—1000 „	1100—1650 „	1000—1550 „

Diese Tabelle zeigt nicht nur die größere jährliche Regenmenge auf der Südwestseite, sondern auch, daß auf der Nordostseite, also im Regenschatten die Niederschlagsmengen von der Höhe nach der Tiefe rascher abnehmen als auf der entgegengesetzten Seite.

Nach Nordosten zu nehmen dann die Niederschläge rasch ab, so hat die Höhenstation auf dem Libinberge bei Prachatitz in 1091 m Höhe nur mehr 922 mm jährliche Regenmenge und die Budweiser Ebene nur noch 500—600 mm; Mittelböhmen hat im allgemeinen Niederschlagshöhen von 300—400 mm und gehört so zu den trockensten Gebieten Mitteleuropas.

So wirkt der Böhmerwald hier gemeinsam mit den anderen westlichen und nordwestlichen Höhenzügen als deutliche Scheide, indem er die feuchten Westwinde zwingt, ihren Wassergehalt großenteils schon hier niederzuschlagen.

Es ist wahrscheinlich, daß die ausgedehnten Waldungen eine Steigerung der Niederschlagsmengen zur Folge haben. Doch ist dieser Einfluß schwer durch die Beobachtungen zu konstatieren und es wird wohl mit Recht von Hann gewarnt, diese Einwirkung zu überschätzen. Nach Schubert (s. Lit.-Verz.), der sich gerade mit dem Einflusse des Waldes auf die Niederschlagsverhältnisse eingehend beschäftigt hat, ist eine Vermehrung der Regenmengen

[1]) Die Zahlen wurden aus der Tabelle am Schlusse des Abschnittes unter tunlichster Berücksichtigung lokaler Verhältnisse zusammengestellt.

durch den Wald vorhanden, und zwar „dadurch, daß der Wald dem Winde ein Hindernis bietet und dadurch das Aufsteigen der Luft hervorruft oder befördert. Beim Aufsteigen der Luft sinkt deren Temperatur und nähert sich dem Taupunkte. Derselbe Umstand ist auch der Grund für die Vermehrung der Niederschläge bei zunehmender Bodenerhebung". Leider haben wir im Böhmerwald über diese Frage noch keine Beobachtungen. Es mag nur bemerkt sein, daß das auf einer mehrere Quadratkilometer großen Lichtung gelegene Neuthal (855 m) 943 mm Regenhöhe hat, während die im Walde gelegene ungefähr ebensoweit vom Kamme entfernte Station Hirschbergen (865 m) 991 mm aufweist.

Die Schwankungen der Niederschläge in den einzelnen Jahren betragen selten mehr als 20 %. Eine Ausnahme machen in unserer 10jährigen Beobachtungsreihe (1896—1905) nur die Jahre 1897 und 1898, wobei wir ersteres als ein extrem feuchtes, letzteres als ein sehr trockenes ansehen müssen. Auf der Nordostseite sind diese beiden Extreme schärfer ausgesprochen, es sind hier die Niederschläge des Jahres 1897 manchmal fast doppelt so groß, wie die des nachfolgenden Jahres. Interessant ist, daß das Mittel aus diesen Extremen ungefähr dem Mittel aus der ganzen Beobachtungsreihe entspricht. Das Maximum der Niederschläge fällt meistens in den Sommer (Juni oder Juli), ein sekundäres tritt häufig im Spätherbst oder Winter auf (November bis Februar), welches auch manchmal das Sommermaximum übertrifft. Doch sind beide Maxima selten scharf ausgeprägt, auch fallen sie in den verschiedenen Teilen des Böhmerwaldes häufig nicht auf den gleichen Monat. Mit diesen Niederschlagsmaxima stehen die Hochwasser nur insofern in Beziehung, als auf den starken Schneefall im Winter ein Hochwasser zur Zeit der Schneeschmelze im Frühjahr entsteht. Das Sommerniederschlagsmaximum ruft nur einen sekundären Hochstand der Flüsse hervor.

Über die Zahl der Niederschlagstage liegen zwar nur geringe Beobachtungen vor[1]), „doch läßt sich daraus ersehen, daß sich das Donaugebiet, also die südwestliche bezw. südliche Seite durch mehr Regentage auszeichnet; im allgemeinen ist die Differenz der Niederschlagstage bei den einzelnen Stationen ver-

[1]) Wie alle meteorologischen Zahlen in diesem Abschnitt sind auch diese aus einem 10jährigen Mittel (1896—1905) dargestellt.

hältnismäßig gering gegenüber der Verschiedenheit der Niederschlagsmengen. Die größte Anzahl Regentage (Regenfall über 1,00 mm) von den Stationen, welche solche Aufzeichnungen machen, hat wohl Buchenau mit 152 Tagen, während das auf der nordöstlichen Seite nahe dabei gelegene Stubenbach nur 72 Niederschlagstage aufweist; dagegen schwankt die Anzahl der Regentage auf der böhmischen Seite nur zwischen 72 und 94 (gegenüber einer Schwankung von 604 bis 1543 mm Niederschlagshöhe); dabei ist zu bemerken, daß die Zahl der Regentage ganz und gar nicht mit der Regenmenge in gleichem Verhältnis steht. Ebenso läßt sich die Zahl der Regentage mit der Höhenlage (nach den vorliegenden Beobachtungen) in kein Verhältnis bringen.

Für die Bebauung, aber auch für die Zugänglichkeit und Besiedelung im allgemeinen ist die Frage nach den Schneeverhältnissen von Bedeutung. Wenn wir sehen, daß Buchenau in 750 m Höhe, in einem Waldtal gelegen, im Mittel (10jährig) 133 Tage mit ununterbrochener Schneedecke und eine mittlere maximale Schneehöhe von 79 cm hat, so erhellt daraus eine große Ungunst der klimatischen und dadurch landwirtschaftlichen Verhältnisse der inneren höher gelegenen Grenzgebiete. Leider fehlen auf österreichischer Seite fast jegliche Beobachtungen über die Dauer der ununterbrochenen Schneebedeckung, doch darf man aus der Anzahl der Tage mit Schneefall und besonders aus der Schneehöhe, mit der ja die Schneedauer gewöhnlich in einem gewissen Verhältnis steht, schließen, daß die Schneedecke nicht weniger lang auf der nordöstlichen, als auf der südwestlichen Seite liegen bleibt; wahrscheinlich zeichnen sich sogar die Quellgebiete der Wottawa und Moldau durch die längste Dauer ununterbrochener Schneebedeckung aus, entsprechend ihrer Lage, Temperatur- und Waldverhältnisse.

Daß sich in den ausgedehnten Waldungen der Schnee länger hält, als selbst auf den höchsten Rücken unseres Gebietes, kann man daraus ersehen, daß ich Ende Mai 1909 in der Umgebung des Rachelsees (900—1000 m) im Walde eine meist 1 m hohe zusammenhängende Schneedecke angetroffen habe, während zur nämlichen Zeit die breiten Rücken des Arbers und Rachels (1456 und 1452 m) nur noch vereinzelte Schneeflecken trugen. Der innere Böhmerwald übertrifft gleich hoch gelegene Täler

und Höhen in den Alpen im allgemeinen sowohl durch Höhe, als auch durch Dauer der Schneedecke. Daraus resultiert für die bayerisch-böhmischen Grenzgebiete ein für Mitteleuropa ganz ungewöhnlich rauhes Klima, welches ärmliche Verhältnisse und eine dünne Verteilung der Bevölkerung zur Folge hat. Im Winter, aber auch im Spätherbst und weit ins Frühjahr hinein war früher jeder Verkehr über das Gebirge beinahe ausgeschlossen und erst moderne Verkehrstechnik hat es fertig gebracht, wenigstens an manchen Stellen die Schwierigkeiten zu überwinden. Dadurch hat der Böhmerwald gemeinsam mit seinen anderen trennenden Faktoren (Wälder, Sümpfe, enge Quertalstrecken) als wichtige Scheide zwischen Völker und Staaten gewirkt und tut dies bis zu einem gewissen Grade heute noch, wenn auch infolge morphologischer Verhältnisse die Sprachgrenze vom Hauptkamm etwas nach Osten verschoben ist.

Pegelbeobachtungen, die uns über den Abfluß Aufschluß geben, liegen auf bayerischer Seite nur von Nittenau am Regen (unterhalb Roding) vor, also nicht mehr vom eigentlichen Böhmerwald[1]). Hier ist das Maximum der Wasserführung im März, das Minimum im Dezember. Für den inneren Böhmerwald dürfte sich das Maximum, entsprechend der späteren Schneeschmelze, auf April verschieben. Große Überschwemmungen sind im allgemeinen im Böhmerwald selten, da die reiche Waldbedeckung und die vielen Moore bei starken Regengüssen oder bei der Schneeschmelze allzu raschen Abfluß verhindern.

Mutmaßliches Klima früherer geologischer Perioden.

Die Frage, wie wohl in früheren geologischen Perioden die klimatischen Verhältnisse waren, hat gewiß für die Entwicklung der Hydrographie und die Morphologie eines Gebietes eine nicht zu unterschätzende Bedeutung.

Nachdem die Seenbedeckung der Miocänzeit (deren Ablagerung wir als jüngere Süßwassermolasse bezeichnen), auch in der Umgebung des Böhmerwaldes im Pliocän verschwunden oder doch wenigstens sehr zusammengeschrumpft war, herrschte über Mitteleuropa, nach Flora und Fauna zu schließen, ein dem

[1]) Erst neuerdings (seit 1906) bestehen Pegelstationen in Viechtach und Cham, doch läßt sich aus den dort gesammelten Aufzeichnungen noch keine Regel ableiten.

Tabelle der Temperaturen, Niederschlagshöhen und Schneehöhen.

Bem.: Die Jahresmittel umfassen den Zeitraum 1896—1905. Eingeklammerte Zahlen bedeuten, daß das Jahresmittel aus einem kleineren Zeitraum genommen ist; die beigesetzte kleine Ziffer bedeutet hierbei die Anzahl der Jahre. Ein (oder zwei) Sterne bedeuten, daß hier ein (oder zwei) Werte interpoliert sind.

Station	Meereshöhe m	Mittl. Jahrestemp. ° C.	Mittl. Monats- Max. ° C.	Mittl. Monats- Min. ° C.	Jährl. Niederschl.-Höhe mm	Extrem feuchtes Jahr 1897 mm	Extrem trock. Jahr 1898 mm	Niederschlagstage Regen	Niederschlagstage Schnee	Frost-Tage	Eis-Tage	Tage mit Schneedecke	Mittl. max. Schneehöhe cm	Flußgebiet
Bayr. Eisenstein	670	—	—	—	1156	1391	948	—	—	—	—	113	50	Schwarzer Regen
Deffernik	800	—	—	—	1091*	1336	802	—	—	—	—		—	
Arbersee	934	—	—	—	(1613)^{2}	—	—	—	—	—	—	—	—	
Schachtenbach	840	—	—	—	1499	1530	1239	—	—	—	—	—	—	
Rabenstein	676	—	—	—	1188	1339	1025	—	—	—	—	111	62	
Buchenau	750	6,2°	14,6°	-4,5°	1323	1389	1071	152	77	159	40	133	79	
Regen	522	—	—	—	784**	—	—	—	—	—	—	71	24	
Rusel	980	—	—	—	(1026)^{3}	1160	932	—	—	—	—	—	—	
Oberried	540	—	—	—	913	1060	823	—	—	—	—	81	41	
Viechtach	432	—	—	—	(776)^{6}	905	610	—	—	—	—	60	18	
Lohberg	650	—	—	—	(959)^{6}	1274	704	—	—	—	—	—	—	Weißer Regen
Lam	575	—	—	—	(1004)^{2}	—	—	—	—	—	—	—	—	
Hoher Bogen	900	—	—	—	(1043)^{2}	—	—	—	—	—	—	—	—	
Kötzting	408	—	—	—	(814)^{4}	—	—	—	—	—	—	—	—	
Eschlkam	410	—	—	—	(628)^{5}	—	—	—	—	—	—	—	—	Cham-Bach
Furth	408	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	58	27	
Cham	386	7.5°	17,5°	-3,4°	683	701	494	—	—	(120)^{4}	(29)^{4}	45	14	
Traitsching	418	—	—	—	715**	—	—	—	—	—	—	—	—	Regen
Roding	370	—	—	—	632	686	520	—	—	—	—	—	—	
Straubing	329	—	—	—	663	760	538	—	—	—	—	(34)^{3}	(23)^{3}	
Ödwies	900	—	—	—	1340	1560	1452	—	—	—	—	—	—	
Osterhofen	310	—	—	—	(751)^{7}	—	—	—	—	—	—	39	22	Donau v. Straubing bis Passau
Passau	309	8,1	—	—	868	1003	635	128	35	98	23	39	21	

Klingenbrunn	819	—	—	—	(1069)[1]	—	—	—	—	—	—	115	59	Ilz
Kirchdorf	690	—	—	—	(924)[7]	—	—	—	—	—	—	102	44	
Waldhäuser	970	—	—	—	(1238)[2]	—	—	—	—	—	—	—	—	
Elsenthal	542	—	—	—	(931)[6]	1121	722	—	—	—	—	—	—	
Finsterau	972	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	75	
Fürstenhut	1005	—	—	—	(952)[3]	1269	693	—	—	—	—	—	—	
Wolfstein	637	—	—	—	948	1037	805	—	—	—	—	—	25	
Röhrnbach	430	—	—	—	(872)[7]	—	—	—	—	—	—	—	15	
Obernzell	290	—	—	—	975*	1174	829	—	—	—	—	—	—	Donau v. Passau bis Linz
Wegscheid	721	—	—	—	(1155)[7]	—	—	—	—	—	—	—	25	
Kollerschlag	725	(6,4°)[8]	(16,1°)[8]	(-3,7°)[8]	1183*	1328	932	—	—	—	—	—	42	
Pfarrkirchen	817	—	—	—	1150	1256	915	—	—	—	—	—	—	
Neuhaus	455	(8,2°)[8]	(19,1°)[8]	(-3,2°)[8]	796	1011	623	—	—	—	—	—	13	
Schwarzenberg	756	—	—	—	1080*	1305	935	(94)[5]	(44)[5]	—	—	—	43	Gr. Mühl
Schlägl	530	(6,8°)[5]	(17,6°)[5]	(-4,5°)[5]	(868)[7]	1068	810*	(93)[5]	(21)[5]	—	—	—	—	
St. Thomas	990	—	—	—	987*	1190	850*	(78)[5]	(70)[5]	—	—	—	—	
Haslach	500	—	—	—	791	983	648	—	—	—	—	—	—	
St. Peter	668	(6,6°)[8]	(15,8°)[8]	(-3,8°)[8]	886	1139	716	—	—	—	—	—	—	
Traberg	854	(6,4°)[1]	(17,4°)[1]	(-2,1°)[1]	1114	1062	975	—	—	—	—	—	105	Donau bei Linz
Aschach	270	8,6°	18,9°	-2,5°	770	1009	542	—	—	—	—	—	—	
Linz	260	8,7°	18,9°	-2,7°	847	1100	632	104	22	—	—	—	11	
Außergefild	1058	(3,4°)[4]	(12,6°)[4]	(-5,4°)[4]	1289	1426	1105	82	68	(190)[2]	(103)[2]	—	66	Moldau
Kaltenbach	1083	—	—	—	(869)[5]	1083	645	—	—	—	—	—	—	
Buchwald	1162	—	—	—	1520	1931	1244	(84)[5]	(69)[5]	—	—	—	—	
Schattawa	790	—	—	—	(789)[3]	984	566	—	—	—	—	—	45	
Kl. Philippsreuth	920	—	—	—	(1265)[2]	—	—	—	—	—	—	—	—	
Neuthal	855	—	—	—	943*	1211	784	—	—	—	—	—	—	
Hischbergen	865	—	—	—	991**	—	—	—	—	—	—	—	—	
Plöckenstein	735	(5,7°)[8]	(16,7°)[8]	(-5,7°)[8]	817*	1016	650	(93)[5]	(28)[5]	(145)[2]	(59)[2]	—	34	
Glöckelberg	824	—	—	—	(1210)[7]	—	—	—	—	—	—	—	—	
Schwarzbach	725	(4,7°)[4]	(14,9°)[4]	(-6,2°)[4]	(774)[5]	1177	693	—	—	(154)[3]	(60)[3]	—	32	
Neuhäuser	690	—	—	—	(803)[7]	860	731	—	—	—	—	—	—	
Hohenfurth	568	—	—	—	758	956	579	92	26	—	—	—	—	
Rosenberg	540	—	—	—	685	859	551	—	—	—	—	—	(23)	
Krumau	530	—	—	—	749*	(1150)	692	(88)	(13)	—	—	—	18	
Budweis	380	—	—	—	556	692	484	(84)	(15)	—	—	—	(26)	

Fortsetzung der Tabelle der Temperaturen, Niederschlagshöhen und Schneehöhen.

Station	Meereshöhe m	Mittl. Jahrestemp. °C	Mittl. Monats- Max. °C	Mittl. Monats- Min. °C	Jährl. Niederschl.-Höhe mm	Extrem feuchtes Jahr 1897 mm	Extrem trock. Jahr 1898 mm	Niederschlagstage Regen	Niederschlagstage Schnee	Frost-Tage	Eis-Tage	Tage mit Schneedecke	Mittl. max. Schneehöhe cm	Fluß-Gebiet
Hurkenthal	1010	(4,8°)[7]	(14,9°)[7]	(-4,6°)[7]	(1329)[6]	1613	1005	—	—	—	—	—	—	Wotfawa
Haidl	916	—	—	—	(1150)[5]	1368	811	—	—	—	—	—	—	Wotfawa
Stubenbach	883	—	—	—	(1245)[2]	—	—	(72)	(57)	—	—	—	—	Wotfawa
Pürstling	1167	—	—	—	1423	1674	1070	—	—	—	—	—	—	Wotfawa
Mader	1009	(3,1°)[4]	(13,3°)[4]	(-7,1°)[4]	1145*	(1400)	774	(81)	(53)	—	—	—	68	Wotfawa
Schätzenwald	920	—	—	—	1005	1272	642	—	—	—	—	—	—	Wotfawa
Unter-Reichenstein	568	—	—	—	(813)[4]	—	—	—	—	—	—	—	—	Wotfawa
Berg-Reichenstein	739	—	—	—	(813)[3]	—	—	—	—	—	—	—	—	Wotfawa
Schloßwald	650	—	—	—	778	1065	521	—	—	—	—	—	(38)	Wotfawa
Alt-Langendorf	512	—	—	—	677	923	482	—	—	—	—	—	—	Wotfawa
Straz	710	—	—	—	604	726	360	—	—	—	—	—	—	Wotfawa
Petrowitz	544	—	—	—	(612)[6]	—	—	—	—	—	—	—	(23)	Wotfawa
Horazdiowitz	430	—	—	—	559	759	461	73	21	—	—	—	(28)	Wotfawa
Gr. Ždikau	730	—	—	—	786	1009	614	80	38	—	—	—	(21)	Wollinka
Libinturm (Prachatitz)	1091	(5,0°)[5]	(14,6°)[5]	(-5,8°)[5]	(922)[4]	—	—	—	—	—	—	—	(47)	Blanitz
Premirschen	450	—	—	—	(719)[7]	—	—	—	—	—	—	—	—	Radbusa
Storn	950	(5,9°)[8]	(15,6°)[8]	(-3,4°)[8]	(1543)[4]	2102	1069	—	—	—	—	—	71	Angel
Seeforsthaus	800	—	—	—	(1428)?	—	—	(78)	(53)	—	—	—	(59)	Angel
Hinterhäuser	735	—	—	—	(1053)[4]	—	—	—	—	—	—	—	—	Angel
Bistritz	430	—	—	—	668*	794	606	—	—	—	—	—	—	Angel
Modlin	650	—	—	—	681*	931	508	—	—	—	—	—	—	Angel
Depoldowitz	638	—	—	—	(687)[7]	930	675	—	—	—	—	—	—	Angel
Čachrau	714	—	—	—	(883)[4]	963	(700)	—	—	—	—	—	(22)	Angel
Glosau	512	—	—	—	749	1082	542	—	—	—	—	—	—	Angel
Bezděkau	400	—	—	—	623*	818	489	—	—	—	—	—	(38)	Angel
Klattau	412	(8,1°)[6]	(18,5°)[6]	(-3,0°)[6]	(605)[6]	—	—	(86)	(17)	—	—	—	—	Angel

heutigen ungefähr entsprechendes Klima. Da auch die Umrißformen der Kontinente und die Bodenhebung im allgemeinen schon die gleichen waren, wie jetzt, so ist auch anzunehmen, daß die Verteilung der Winde und Niederschläge eine ähnliche war. Das Klima noch früherer Perioden rekonstruieren zu wollen, hat wohl wenig Wert, da wir über die Verteilung von Wasser und Land gerade in der Umgebung des Böhmerwaldes zu wenig unterrichtet sind. Jedenfalls dürfen wir eine lange Festlandsperiode annehmen, wofür das tiefgehende Eluvium spricht (siehe oben).

Im Diluvium tritt dann ein mehrmaliger Wechsel von kaltem feuchtem und wärmerem trockenen Klima ein, dem ein Vorstoßen und Rückschreiten der nordischen und alpinen Gletschermassen entspricht. In den Eiszeiten haben auch die größeren Erhebungen unseres Gebirges ständige Schneebedeckung getragen, während dieselbe wohl in den wärmeren Zwischeneiszeiten völlig verschwunden ist. Ob schon im Diluvium oder noch früher eine ständige nicht unterbrochene Waldbedeckung vorhanden gewesen ist, ist zwar nicht sicher nachzuweisen, jedoch wahrscheinlich; das sehr tiefe Eluvium (siehe oben) zeigt eine starke chemische Zersetzung an, für die großenteils organische Säuren verantwortlich gemacht werden müssen; auch scheint das Eluvium viele organische Stoffreste zu enthalten.

Während der Eiszeit herrschten im Böhmerwald wohl hauptsächlich südwestliche Winde, hervorgerufen von der über den Eismassen der Alpen lagernden Antizyklone; doch kommen auch die von den norddeutschen Eisgebieten ausgehenden Nordost- und Nordwinde in Betracht. Es ist so schwer zu entscheiden, welcher Wind damals vorherrschte; vielleicht haben sich in den Eiszeiten die von den beiden Kältegebieten ausgehenden Strömungen die Wage gehalten, während das Gebiet in den Interglazialzeiten wahrscheinlich (wie jetzt) unter dem Einfluß feuchter Westwinde bestanden hat (da ja die Landverteilung annähernd die gleiche wie jetzt war). So wird im allgemeinen im Diluvium (vielleicht schon früher) der reichlichere Niederschlag auf der Südwestseite des Gebirges gewesen sein und dadurch hier die stärkere Erosion hervorgerufen haben.

Hydrographie.

Literaturverzeichnis.

1. F. Augustin: Über die Schwankungen des Wasserstandes der Moldau. (Sitz.-Ber. der böhm. Ges. der Wissenschaft 1891.)
2. Fr. Bayberger: Geogr.-geologische Studien aus dem Böhmerwald. (Erg.-Heft 81, Petermanns geogr. Mitteilungen 1886.)
3. W. Götz: Geogr.-historisches Handbuch von Bayern. I. Bd. (München 1895.)
4. Hann, Hochstetter, Pokorny: Allg. Erdkunde 2. Abt. „Die feste Erdrinde und ihre Formen". (v. Ed. Brückner. Wien 1897.)
5. V. Heßling: Die Perlmuschel und ihre Perlen. 1859.
6. C. Metzger: Beiträge zur Kenntnis der hydrologischen Verhältnisse des bayerischen Waldes. (Inaug.-Diss. Erlangen 1892.)
7. F. von Richthofen: Führer für Forschungsreisende. Hannover 1903. (Neudruck.)
8. O. Sendtner: Die Vegetationsverhältnisse des Bayerischen Waldes. 1860.
9. H. Feldner: Flußdichte im Elbsandsteingebirge. Mitt. des Vereins für Erdkunde. Leipzig 1902.
10. L. Neumann: Flußdichte im Schwarzwald. Gerlands Beiträge zur Geophysik 1900 Bd. IV.
11. J. Spöttle: Die schätzungsweise Bestimmung der Gesamtlänge der fließenden Gewässer im Königreich Bayern. II. Anh. z. Jahrbuch des k. b. hydrotechn. Bureaus München 1901.
12. Touristenführer von Schlegel (Köhler) und Mayenberg.

Einer der wichtigsten Faktoren für die Ausgestaltung eines Landschaftsbildes ist die Arbeit der fließenden Gewässer. Sie transportieren den durch mechanische und chemische Verwitterung entstandenen Schutt herab und helfen selbst durch die Erosion beim Herausmodellieren der Bodenformen. So gewinnt das Flußnetz eine hervorragende Bedeutung für die Morphologie eines Gebietes. Aber auch für die Verteilung der menschlichen Siedelung ist die Anlage der Hydrographie ausschlaggebend.

Theoretische Voraussetzungen für die Hydrographie des Böhmerwaldes.

Die Entwicklung des Flußnetzes eines Gebietes wird bestimmt durch petrographische und tektonische Beschaffenheit des Bodens und durch die klimatischen Verhältnisse, unter welchen besonders die Verteilung der Niederschläge wichtig ist. Fragen wir uns nun, was für eine Hydrographie wir im Böhmerwald entsprechend diesen Faktoren ungefähr zu erwarten haben. Durch die steile Aufrichtung der Schichten von kristallinen Schiefern ist eine Anzahl von Höhenrücken entstanden, und es ist anzunehmen,

daß dieses Gebirge eine Scheidung in wenigstens 2 Hauptflußsysteme hervorbringt. Durch das Streichen der Schichten von Nordwest nach Südost ist auch zugleich die Richtung der Längs- und Quertäler gegeben.

Im südöstlichen Teil unseres Gebietes, wo großenteils oder völlig Granit vorherrscht, ist eine Unterscheidung von Längs- und Quertälern nicht vorzunehmen. Hier ist die allgemeine Abdachung des Gebirges maßgebend; das Bestreben der Flüsse, den tiefsten Stellen am Rande des Gebirges auf möglichst kurzem Wege zuzueilen, bestimmt im allgemeinen den Lauf der Gewässer, wo nicht Dislokationen hindernd oder fördernd in den Weg treten.

Schwierig ist die Frage, inwieweit im Böhmerwald Wechsel des Gesteins auf den Flußlauf einzuwirken vermag. Es ist wohl begreiflich, daß harte Quarzitgänge ablenken können, auch ist es möglich, daß der Wechsel von härteren und weicheren Partien, wie sie ja auch in ähnlichem Gestein vorkommen, ebenso wie verschiedene Zersetzungstiefe oder Klüftungserscheinungen lokale Änderungen des Flußlaufes hervorbringen. Zeigt doch schon der verschiedene Widerstand, welchen die Gesteinsarten der Denudation entgegensetzen, und welche sich deutlich durch den Grad der Abtragung und durch die verschiedene Gestaltung der Täler dokumentiert, daß diese Momente auch auf den Flußlauf einen gewissen Einfluß ausüben können. Da aber der größte Teil des Gebirges von mineralogisch sehr ähnlichem Gestein eingenommen wird, und überdies fast immer ganz allmähliche Übergänge die Gesteinsgruppen verbinden, darf wohl von vorneherein die Einwirkung des Wechsels der Gesteinsarten nicht allzu hoch veranschlagt werden.

Als Leitlinien für die Entwicklung des Flußnetzes können wir also die durch das Streichen der Schichten und durch Dislokationen bestimmten Nordwest-Südostrichtungen und die quer dazu ansehen. Aus verschiedenen Quer- und Längstälern setzen sich dann die größeren Flußläufe zusammen; denn es ist wohl anzunehmen, daß entsprechend der langen Zeit, seit welcher sich die Hydrographie im Böhmerwald entwickelt hat, und wegen der vielen tektonischen Störungen bei den größeren Flußsystemen kein einheitlicher Lauf anzutreffen ist, daß vielmehr mancher Fluß aus mehreren von Natur aus nicht zusammengehörigen Stücken besteht.

Die Verteilung der Niederschläge zeigt uns eine größere Regenmenge auf der Südwestseite, also dürfen wir hier auch entsprechend der größeren Wassermenge eine kräftigere Erosion voraussetzen. Diese muß sich u a. auch darin zeigen, daß die Quellbäche auf den Südwestabdachungen der einzelnen Kämme stärker nach rückwärts einschneiden und so ihr Gebiet auf Kosten derjenigen der Nordostseite vergrößern. Entsprechend dem hohen Alter des Flußnetzes ist auch zu erwarten, daß es schon ausgereift ist, d. h. daß die Gefällskurve mehr oder weniger gleichmäßige, nicht durch Stufen unterbrochen ist.

Allgemeine Beschreibung des Flußnetzes.

Diesen theoretischen Voraussetzungen entsprechen im allgemeinen auch die tatsächlichen Verhältnisse.

Wasserscheide: Der Böhmerwald bildet die Scheide zwischen zwei Flußsystemen, dem der Donau und dem der Elbe bezw. Moldau und ist dadurch ein Teil der europäischen Hauptwasserscheide, welche die atlantischen von den mediteranen Stromgebieten trennt.

Die Donau, welche von Regensburg bis Linz am Südrande des bayerisch-böhmischen Waldgebirges fließt, empfängt von diesem außer einer größeren Anzahl kleinerer Gewässer, die nur aus dem eigentlichen Bayerischen Wald kommen, drei größere Flüsse, welche ihre Quellgebiete im höheren Böhmerwald haben, nämlich den Regen, die Ilz und die Große Mühl.

Die Moldau, welche den nordöstlichen Teil des Böhmerwaldes entwässert, und deren Quellen selbst auf der Hauptwasserscheide (zum Teil) liegen, erhält außerdem vom inneren Gebirge noch die Wasser der Rubřina, eines Quellflusses der Radbusa, der Angel, welche mit der vorhergehenden später die Beraun bildet, ferner der Wottawa, während die Flußgebiete der Wollinka und der Blanitz, zweier Nebenflüsse der Wottawa, nur im östlichen (äußeren) Böhmerwalde liegen.

Die Hauptwasserscheide zwischen den beiden großen Stromgebieten hat entsprechend der lang andauernden Erosion einen zickzackförmigen Verlauf. Wohl erstreckt sie sich manchmal über langgezogene Rücken, aber oftmals sind diese durch die rückwärts schreitende Erosion der Gewässer der Südwestabdachung durchsägt und die Wasserscheide dann in oft be-

trächtlichem Maße nach Nordosten verrückt. Manche Rücken und Kuppen sind so allmählich ganz umgriffen und den Flußgebieten des Regens und der Ilz angegliedert worden. Allerdings muß hervorgehoben werden, daß es sehr schwierig und meistenteils sogar direkt unmöglich ist, die alte Wasserscheide zu rekonstruieren. Daß die Gebiete der Cham, des Schwarzen Regens und mancher Nebenflüsse der Ilz sich auf Kosten der Moldauzuflüsse vergrößert haben, wird aus der Richtung vieler Quellbäche, die zuerst nordöstlich fließen, und aus der Terraingestaltung wahrscheinlich. Ob aber wirklich der Arber-Kaitersberghöhenzug einst die Scheide zwischen Angel und Regen gebildet hat, mag dahingestellt bleiben. Allerdings spricht die größere Erhebung dieses Kammes gegenüber dem Künischen Gebirge und die Tatsache, daß sich in seiner Fortsetzung der Rachel-Lusenkamm befindet, der noch jetzt die Hauptwasserscheide trägt, für diese Behauptung, nicht aber kann — wie Bayberger will, — die Richtung der linken Zuflüsse des Weißen Regens als Beweis dafür angesehen werden, daß sie einstmals dem Gebiet der Angel angehörten; denn es ist doch ganz normal, daß in dem breiten, wahrscheinlich tektonisch angelegtem und beinahe in ostwestlicher Richtung verlaufendem Tale die linken Nebenbäche südnördlich abfließen. Überhaupt ist es ohne Zuhilfenahme vorgezeichneter tektonischer Linien oder späterer Störungen schwer, die merkwürdige Tatsache zu erklären, daß der eine Fluß mehrere Ketten durch rückwärts einschneidende Erosionen durchsägt hat, während ein anderer nahe dabei unter anscheinend gleichen Verhältnissen nicht einmal einen Kamm zu bewältigen vermocht hat, wie man z. B. am Rothbach und Schwarzen Regen sehen kann.

Am weitesten greift das Gebiet der Cham in das Bereich der böhmischen Gewässer über. Einige kleine Trockentäler und eine Bifurkation (zwischen Furth und Taus) zeigen an, daß das Gebiet der Rubřina und Angel früher weiter nach Westen reichte. Wenn auch die erwähnte Gabelung einmal künstlich bewirkt worden ist, so zeigt doch die ganze Terraingestaltung an, daß hier ein Zufluß der Cham bis ins Quellgebiet der Rubřina vorgedrungen ist. Ob die geringere Härte des Gesteins oder tektonische Ursachen, wie z. B. eine Senkung nach Südwesten, dieses starke Rückwärtsschreiten bewirkt haben, ist nicht zu entscheiden. Auffallend erscheint es, wenn man die gerade hier

relativ geringe Niederschlagshöhe und die heutige Bodenkonfiguration in Betracht zieht, welche breite flache Täler zeigt, in denen die Bäche mit ganz minimalen Gefälle dahinschleichen.

Ein starkes, aber hier wohl erklärliches Übergreifen des Regengebietes findet bei Eisenstein statt, wo der Schwarze Regen die Quellen der Angel und des Filzbaches (eines Zuflusses der Wottawa) in sein Bereich gezogen hat. Am Rachel-Lusenkamm ist die rückschreitende Erosion der Südwestabdachung augenscheinlich noch am wenigsten vorgedrungen, wenn auch die Eckpfeiler, der Rachel und der Lusen schon beinahe ganz von den Quellen der Ilz und des Kleinen Regens umfaßt worden sind. In dem nach Südosten nun folgenden Granitgebiet sind die Rücken vermutlich durch die Erosion herausgearbeitet und nicht tektonischer Ursache, so daß die ursprüngliche Wasserscheide noch schwerer als bei dem Rücken der kristallinen Schiefer zu erkennen ist; doch hat das Quellgebiet der Ilz auch hier augenscheinlich auf Kosten der Oberen Moldau zugenommen.

Stellt sich so die Hauptwasserscheide als eine komplizierte Linie dar, so sind die Nebenwasserscheiden zwischen den einzelnen Flußgebieten auf gleicher Seite im allgemeinen etwas einfacher. Doch haben jedenfalls größere Dislokationen hier Veränderungen geschaffen, auf die wir später noch zurückkommen.

Einteilung des Laufs der Flüsse; Gefällsverhältnisse (s. Tab.): Entsprechend dem Alter des Gebirges könnte man auch ein ausgereiftes Flußnetz annehmen; es müßte also der Böhmerwald Täler mit ausgeglichener Normalkurve haben, d. h. ihr Gefälle müßte von der Quelle bis zur Mündung stetig abnehmen, noch dazu, wo in der Diluvialzeit keine Talgletscher Unterschiede im Talboden hervorgebracht haben. Es werden auch manchmal die Täler des Böhmerwaldes als Beispiele für ein ausgereiftes Gefälle angegeben. So schreibt Brückner in der „Allgemeinen Erdkunde“ (s. Lit.-Verz.): „Alte Gebirge, besonders wenn sie in der Diluvialzeit keine Gletscher trugen, besitzen Täler mit ausgeglichenem Gefälle. Trefflich zeigt das das Tal des Regens im Böhmerwald; mit gleichmäßigem Gefälle führt es von der Höhe des Waldes bis zur Niederung. Mehrfach wechseln zwar, je nach dem Gesteinscharakter, Talweitungen und Talengen; so passiert der Fluß in einer Enge den Pfahl. Allein das Gefälle kehrt sich an diese Engen nicht, sondern entspricht ganz der Normalkurve des Flusses.“

Tabelle der Flußgefälle.

Flußlaufstrecke	Länge in km	Gefälle in ‰	Haupt-Gestein	Richtung parallel od. senkrecht zum Streichen
Teufelseebach	4	75	Glimmersch.	par.
Gr. Arberseebach	3	100	Gneis	par.
Schw. Regen bis Zwiesel	16	10	Gneis	senkr.
„ „ bis Regen	13	3,7	Gneis	senkr.
„ „ bis Viechtach	36	2,9	Gneis	par.
„ „ bis Gmündl	11	1,6	Gneis	par.
Kleiner Arberseebach	3,5	78	Gneis	senkr.
Lohbergerbach	3	125	Glimmersch.	senkr.
Weißer Regen bis Lam	5,5	21	Gneisglimm.	par.
„ „ bis Grafenwiesen	14	8,2	Gneis	par.
„ „ bis Gmündl	7,5	2,5	Gneis	senkr.
Rothbach bis Bodenmais	5	100	Gneis	senkr.
„ bis Fabrik Misleithen	2	20	Gneis	par.
„ bis Teisnach	6	22	Gneis	senkr.
Asbach bis Drachselsried	5,5	20	Gneis	par.
„ bis Asbach	4	21	Gneis	senkr.
Kaitersbach bis Thalersdorf	2,5	60	Gneis	senkr.
„ bis Kötzting	9,5	10	Gneis	par.
Chambach bis Furth	22	3,1	Hornbl. Sch.	par. senkr.
„ bis Cham	19	1,1	Gneis	senkr.
Regen bis Cham	21	1	Gneis	par. senkr.
„ bis Roding	20	0,5	Diluv.	—
Rubřina bis Radonitz	15	9	Gn., Hornbl.	senkr.
Zahořauerbach bis Radonitz	9	4,5	Tonsch.	senkr.
Angel bis Seemühle	4	50	Glimmer-	par.
„ bis Hammer	6	30	schiefer	par.
Schwarzerseebach	2	145	Glimmer-	senkr.
Angel bis Neuern	7,5	12	schiefer	senkr. par.
„ bis Klattau	18	4,4	Diluv.	—
Chodenangel	11,5	10	Glimm. Hornbl.	senkr. par.
Stubenbach bis Grenze	3	100	Gneisgl.	senkr.
„ bis Stubenbach	4	25	Gneis	senkr.
Ahornbach v Ahornsäge bis Mader	6	7,3	Granit, Gneis	par.
Lusenbach (bis Mader)	10	23	Gr., Gneis	senkr.
Widrabach	11	31	Gneis	senkr.
Wottawa bis Schüttenhütte	20	9	Gneis	senkr.
Moldau bis Grafenhütte-Außergefild	5	25	Gneis	senkr.
„ bis Ferchenhaid	8	20	Gneis	par.

Tabelle der Flußgefälle.

Flußlaufstrecke	Länge in km	Gefälle in ‰	Haupt-Gestein	Richtung parallel od. senkrecht zum Streichen
Moldau bis Obermoldau	11	9,4	Gneis	par.
„ bis Waldetstift	57	0,4	Alluv.	—
„ bis Hohenfurth	22	7	Granit	—
„ bis Krumau	35	2	Gr. Glimm.	par. senkr.
Kreuzbach bis Ludwigsreuth . . .	3,5	70	Granit	—
Altwasser bis „ . . .	7	43	Granit	—
Kalte Moldau	12	5,8	Granit	—
Gr. Michelsbach bis Fischergrün .	4	75	Granit	—
„ „ bis z. Landesgrenze	8	6	Granit	—
Gr. Mühl bis Schlägl	16	4,4	Granit	—
Rachelseebach bis unterh. d. „Alten Diensthütte“	3	100	Gneis	senkr.
Rachelseebach bis Schwarzach . .	8	9	Gneis	senkr. par.
Gr. Ohe bis Eberhardsreuth . . .	12,5	23	Gneis, Gr.	(senkr.)
Ilz bis Fürsteneck	17	5,1	Granit	—
„ bis Passau	22	4,5	Granit	—
Gr. Schwarzbach	4	75	Granit	—
Reschwasser bis Raimundsreuth . .	9,5	28	Gr., Gneis	senkr.
„ bis zum Zusammenfluß mit Saußwasser	7,5	13	Gneis	senkr. par.
Wolfsteiner Ohe bis Eckertsreuth .	5	40	Granit	—
„ „ bis Fürsteneck . .	15,5	4,2	Granit	—
Osterbach v. Röhrnbach bis Ohbruck	6,5	6,6	Granit	—

Abgesehen davon, daß der Regen nicht in einer Enge den Pfahl passiert, sondern in der breiten Chamer Bucht den Böhmerwald verläßt, ist auch das Gefälle nicht ganz gleichmäßig. Doch haben wir immerhin beim Regen eine ziemlich regelmäßige Abnahme des Gefälles, dagegen trifft dies keineswegs für alle anderen größeren Gewässer des Böhmerwaldes zu. Folgende kleine Tabelle zeigt, daß im Gefälle der Großen Ohe, die hier als Beispiel gewählt sein soll, gar nicht unbedeutende Unregelmäßigkeiten vorkommen.

Große Ohe:

km vom Rachelsee	Höhenunterschied	Gefälle
0— 2 km	196 m	100 ‰
2— 5 „	100 „	33 „
5— 8 „	30 „	10 „
8—11 „	24 „	8 „
11—14 „	22 „	7 „
14—17 „	91 „	30 „
17—20 „	156 „	52 „
20—25 „	24 „	5 „

Beispiele für solche Gefällsunterschiede werden uns bei der Einzelbetrachtung der Flüsse noch oft aufstoßen. Ihren Grund haben wir wohl in tektonischen Veränderungen zu suchen, welche die vielleicht schon ausgeglichenen Gefällskurven wieder zerstörten. Im vorliegenden Fall hat jedenfalls der Pfahl die Knickung hervorgebracht. Der Fluß hat noch nicht diese Veränderung, welche wahrscheinlich im Tertiär vor sich gegangen ist, wieder ausgleichen können; daß er aber an der Arbeit ist, diesen Gefällsbruch zu beseitigen, ersieht man daraus, daß schon oberhalb des Pfahls ein steileres Gefälle beginnt; die rückwärts einschneidende Erosion hat sich also schon bis zu einem gewissen Grade durch die Pfahlschiefer hindurchgearbeitet.

So haben wir im Böhmerwald an Stelle des erwarteten und vielleicht auch einmal vorhanden gewesenen ausgereiften Flußnetzes ein durch mancherlei spätere Dislokationen gestörtes und dadurch wieder unvollendet gewordenes vor uns.

Schon aus dem oben angeführten Beispiele der Großen Ohe geht genügend hervor, daß es in unserem Gebiet nicht gut angängig ist, die gebräuchlichen Ausdrücke: Ober-, Mittel- und Unterlauf anzuwenden; denn oft folgen auf lange Strecken, in welchen nicht nur keine Erosion, sondern sogar eher Sedimentation vor sich geht, wieder solche mit ausgesprochener Erosion. So schleicht die Moldau von Ober-Moldau bis Friedberg auf eine Erstreckung von über 50 km (mit den Windungen) fast ohne Gefälle dahin (0,3—0,4 m pro km), um dann in raschem Laufe bei einem Gefälle von 10—6 ‰ durch die Enge der Teufelsmauer hindurchzueilen. Man käme also, wenn man die Namen Ober-, Mittel- und Unterlauf als genetische Begriffe beibehält, zu ver-

wirrenden Wiederholungen. Es dürfte daher besser sein, für unseren Fall hier diese Bezeichnungen ganz wegzulassen.

Dagegen dürfte es nicht unangebracht sein, von einem „Quelllauf" zu sprechen. Die Gewässer, deren Quellen auf den höheren Bergrücken und Kuppen liegen, eilen mit starkem Gefälle (50 bis 100‰) in kurzem Lauf (2—4 km) herab, um mit mehr oder weniger scharfem Knick in ein schwächeres Gefälle überzugehen. Die Seitenbäche im oberen Lauf der größeren Flußläufe gehören fast alle in diese Kategorie (Gehängetälchen).

Interessant ist das Verhältnis des Gefälles dieser „Quelltäler" zum Gestein und zur Gebirgsrichtung (s. Tabelle S. 251). So hat der Lohberger Bach und der Abfluß des Schwarzen Sees im Glimmerschiefergebiet ein Gefälle von 125 bezw. 145 ‰ bei einer Richtung senkrecht zum Streichen, während der Abfluß des Teufelsees, der vorwiegend parallel zum Streichen der Glimmerschieferschichten verläuft, 75‰ Gefälle besitzt. Im Gneis- und Granitgebiet sind Gefälle von 75—100‰ im Quelltal am häufigsten. Im Bereich der Tonschiefer- und Hornblendegesteine hat schon der Beginn der Bäche ein sehr geringes Gefälle. Natürlich spielt hierbei der Grad der Aufrichtung der Schichten eine große Rolle.

Längs- und Quertäler: Den Voraussetzungen in bezug auf Längs- und Querflüsse entsprechen im allgemeinen auch die Tatsachen. Der Böhmerwald weist mehrere bedeutende Querflüsse auf, so die Wottawa bis Schüttenhofen und den Schwarzen Regen bis Regen. Aber schon ein Blick auf die Karte zeigt, daß bei den größeren Flußläufen die parallel zum Gebirgstreichen verlaufende Richtung vorwiegt. Die Gestaltung der Täler zeigt oft an, daß tektonische Ursachen diese Richtung bewirkten; und die Tatsache, daß auch im Granitgebiet lange, breite Täler in nordwest-südöstlicher Richtung, wie z. B. das obere Tal der Großen Mühl, vorkommen, beweist, daß wir es mit einem System in der genannten Richtung verlaufenden Spalten und anderen Störungen zu tun haben, und daß dagegen die Einwirkung der ursprünglichen Aufrichtung zurücktritt.

Schon Gümbel, besonders aber Bayberger (s. Lit.-Verz.) weisen darauf hin, daß „bei der Anlage der höchstgelegenen Quertäler eine große Regelmäßigkeit" vorhanden sei. Letzterer schreibt darüber: „Das Quellgeäste — im Gneiskomplex — hat

eine wahrhaft mathematische Anlage, und von großer Merkwürdigkeit ist die strenge Südnordrichtung der Quellen und Bäche. Die allermeisten Quellflüsse stehen in einem Winkel von 45° zur Richtung des Gebirges". Die Richtung dieser Bäche würde also ungefähr mit den Erzgebirgslinien zusammenfallen. Bei genauerer Betrachtung des Quellgeästes wird man aber finden, daß die Nordsüdrichtung hierbei keineswegs eine so dominierende Stellung einnimmt. Nur im Gebiet des Arbers haben auf beiden Seiten des Rückens 3—4 Quellbäche die genannte Richtung. Wenn wir den Zug des Kaitersberges weiter nach Nordwesten verfolgen, so fließen die Gewässer ganz normal ungefähr senkrecht zu dem Haupttale ab. Erst wieder im Rachel-Lusenkamm und zwar im Granit nehmen mehrere Quellbäche nebeneinander die Nordsüdrichtung ein.

Ich glaube also nicht, daß wir es hier mit einer für das ganze Gebirge oder wenigstens für den Gneiskomplex geltenden Regel zu tun haben. Immerhin ist die Möglichkeit vorhanden, daß ein System kleinerer Spalten in der angegebenen Richtung besteht und so manchen Gewässern den Weg vorgezeichnet hat. Es wird ja auch das große variskische Gebirgssytem im Böhmerwald seine Wirkung geltend gemacht haben. Einen direkten geologischen Beweis dafür haben wir nicht und es dürfte auch fraglich sein, ob eine genaue stratigraphische Aufnahme solche kleine Spalten nachweisen wird.

Wenn wir die Gesamtanordnung des Flußnetzes betrachten, so fällt auf, daß die Flüsse der böhmischen Abdachung ungefähr das Spiegelbild derjenigen der bayerisch-oberösterreichischen Seite bilden. Die Hauptrichtung der Oberen Moldau geht nach Südosten, die des Regens nach Nordwesten, also entgegengesetzt, während die Täler ungefähr parallel verlaufen. Parallel zur Gebirgsrichtung geht auch das obere Tal der Angel und — soweit man im Granit davon sprechen darf — das der Großen Mühl, doch geschieht der Abfluß wieder nach entgegengesetzter Richtung. Dem Flußgebiet der Ilz entspricht das der Wottawa; diese beiden haben anscheinend durch tektonische Ursachen die geringsten Veränderungen in horizontaler Richtung erfahren.

Merkwürdig ist auch, daß sowohl der Regen parallel aber in entgegengesetzter Richtung zu seinem Hauptfluß, der Donau, strömt, als auch, daß das obere Tal der Moldau ungefähr pa-

rallel zu dem von Hohenfurth abwärts steht, so daß der Fluß anfangs südöstlich, dann nach scharfer Biegung nördlich fließt. In beiden Fällen müssen wir wohl tektonische Ursachen dafür verantwortlich machen, worauf wir noch bei der Bildungsgeschichte des Flußnetzes zurückkommen werden.

Die Anordnung der Längs- und Quertäler hat für die Besiedelung des Böhmerwaldes Bedeutung erlangt. Die engen Quertäler, durch welche die östlichen Flüsse ins böhmische Becken hinauseilen, haben die ersten tschechischen Ansiedler aufgehalten. Nur im Gebiet der Rubřina und Angel, wo — im Tonschiefer-Hornblendegebiet — diese Schranke nicht vorhanden war, sind sie bis zur Wasserscheide vorgedrungen. Dagegen ist das obere Moldautal durch niedrige Pässe mit Bayern und Oberösterreich verbunden und so ist es begreiflich, daß von hier aus die Besiedelung erfolgte. Auf bayerischer Seite zeigt sich, daß die ersten Ansiedler ins Ilzgebiet kamen, wo ein niedriges Hügelland verhältnismäßig wenig Hindernisse bot, und durch die breiten Längstäler der Regenquellflüsse, besonders durch das Kaiterstal und das des Weißen Regens.

Farbe der Gewässer. Von den Eigenschaften der Gewässer mag nur eine hervorgehoben werden, die Farbe. Sie ist für die Bäche und Seen des Böhmerwaldes so charakteristisch, daß sie gewiß auch einen nicht unwesentlichen Teil zum Landschaftsbild liefert. Ganz allgemein herrscht eine braune Färbung, hervorgerufen durch den starken Gehalt an Humussäuren vor; Gewässer, die aus Filzen kommen, haben eine ganz dunkle, kaffeebraune Farbe.

Über die chemische Zusammensetzung der Böhmerwaldgewässer liegt eine ausführliche Abhandlung von Metzger (s. Lit.-Verz.) vor, deren Tabellen auch Gümbel (Geologie von Bayern II. Bd.) benützt, auf die hier verwiesen sein soll. Die Gewässer sind weich und enthalten nur sehr wenig Kalk, neben einer etwas größeren Menge von Alkalien, Eisen- und Kieselsäure, nebst starker Beimengung von humusartigen Stoffen. Der geringe Gehalt an Kalk hat eine Armut an Schaltieren zur Folge. Einzelne Schnecken zeichnen sich durch dünne Schalen aus. Um so merkwürdiger ist daher das früher häufige Vorkommen von Flußperlmuscheln (Unio margaritifer), das für manche Gegenden eine gewisse wirtschaftliche Bedeutung hatte.

Spezialbeschreibung der einzelnen Flußsysteme.

Regen: Als ein kompliziertes Flußsystem stellt sich das des Regens dar. Mannigfacher Wechsel von Quer- und Längstälern, von engen kañonartigen Schluchten und flachen Talweiterungen, macht die Betrachtung zu einer interessanten.

Wenn wir von den Quellbächen absehen, können wir den Regenlauf in folgende Teile zerlegen:

a) Schwarzer Regen:

Von Eisenstein bis Regen: Der Fluß fließt vorwiegend durch Gneis und zwar im allgemeinen senkrecht zum Streichen (Querlauf); das Tal ist ziemlich eng; die Talweiterungen von Eisenstein, Zwiesel und Regen sind Siedelungsmittelpunkte geworden.

Von Regen bis Gmündl: Der Fluß wendet am Pfahl in rechtem Winkel nach Nordwesten um und fließt nun in vielfach gewundenem Lauf meist parallel zu den Gneisschichten, doch manchmal auch in einem Winkel zu denselben; das Tal ist kañonartig, das Gefälle gering (2‰); die Siedelungen liegen nicht im Tal, nur eine kleine Talweiterung bei Viechtach hat einen etwas größeren Ort hervorgerufen.

b) Weißer Regen:

Von Sommerau bis Grafenwiesen: Der Fluß fließt in einem breiten Längstal (in Gneis); alte Orte und eine relativ dichte Bevölkerung geben dem Talstück eine gewisse Bedeutung.

Von Grafenwiesen bis Gmündl: Dieser Teil des Weißen Regens stellt ein kurzes, verhältnismäßig breites Quertal dar, unterbrochen durch die große Talweiterung von Kötzting, welche an der Mündung des großen tektonischen Kaiterstales liegt.

c) Regen:

Von Gmündl bis Cham: Vom Zusammenfluß des Schwarzen und des Weißen Regens an heißt der Fluß einfach Regen; der Lauf geht zunächst abwechselnd durch kurze Längs- und Quertäler mit vielen Windungen; die Breite ist wechselnd, doch ist das Tal gewöhnlich ziemlich eng; das Gefälle ist gering (1‰), einige Talweiterungen haben Veranlassung zu Siedelungen gegeben (Miltach, Chamerau), während sonst das Tal fast frei von Wohnplätzen ist.

Von Cham bis Roding: Oberhalb Cham tritt der Regen in die 2—4 km breite Chamer Bucht ein, durch welche er sich in vielen Windungen bei ganz minimalem Gefälle (0,5 ‰) dahinschlängelt; viele Altwasser und abgeschnittene Arme (halbmondförmige Teiche) sind für die mit Schotter und Sand erfüllte Talebene charakteristisch; die zahlreichen Siedelungen liegen am Rand der Gneishügel; Wald fehlt im Tal völlig.

Von Roding bis Regenstauf: Der Regen tritt, anstatt in der mit Sedimenten erfüllten breiten Bodenwöhrer Bucht weiter zu fließen, wieder in das Urgebirge (Granit) ein und fließt in ziemlich engem Tale bei geringem Gefälle (0,8—0,3 ‰) zunächst in westlicher Richtung, um dann im rechten Winkel nach Süden umzubiegen; die Siedelungen sind unbedeutend.

Von Regenstauf bis Regensburg: Der Regen fließt durch mesozoische und tertiäre Sedimente in breitem Tale und mündet gegenüber Regensburg in die Donau.

Die Quellbäche des Schwarzen und des Weißen Regens liegen im Glimmerschiefergebiet oder in dem quarzreichen Gneis des Arberstockes und haben ein steiles Gefälle; drei davon haben ihren Anfang in kleinen Seen (Teufelsee, Gr. und Kl. Arbersee). Der Regen umfaßt mit seinen Quellen die höchsten Erhebungen des Böhmerwaldes und hat anscheinend sein Gebiet zu Ungunsten der östlichen Gewässer vergrößert.

Bei Zwiesel mündet von links der Kleine Regen in den Schwarzen Regen; seine Quellen liegen auf dem Rachelstock. Zwischen Regen und Cham empfängt der Fluß eine größere Anzahl Zuflüsse von links vom Kamm des Bayerischen Waldes, welche den Pfahl durchbrechen. Einige von diesen haben für die Anlage von Verkehrswegen aus dem Donautal ins obere Regengebiet und nach Böhmen Bedeutung erlangt.

Für die Hydrographie zwischen Schwarzem und Weißem Regen ist das Kaiterstal maßgebend; wir verstehen darunter das breite, sicher tektonisch angelegte Tal, das sich streng parallel zum Pfahl von Kötzting bis Zwiesel erstreckt. Es hat heutzutage vier voneinander durch niedrige Talwasserscheiden getrennte Bäche. Es ist wahrscheinlich, daß ehemals ein Bach das ganze Tal — wenigstens von Bodenmais an — bis Kötzting entwässerte; dafür sprechen auch die Schotter, die ich in einem frisch gezogenen Graben bei Thalersdorf (unweit Arnbruck) also nahezu

auf der Wasserscheide zwischen Asbach und Kaitersbach, gefunden habe. Es ist wohl anzunehmen, daß die rechten Zuflüsse

Fig. 1.

1.= Fabrik Misleithen.

Fig. 2.

Mutmassliche Entwicklung der Hydrographie im Kaiterstal.

des Schwarzen Regens allmählich die trennenden Höhen durch rückwärtsschreitende Erosion durchschnitten und so den ursprüng-

lich einheitlichen Lauf des Kaitersbaches in drei selbständige Bäche zerlegt haben (Fig. 1 u. 2); dafür sprechen auch die Gefällsverhältnisse und die Gestaltung der engeren Quertäler.

Tabelle der Gefällsverhältnisse im Kaiterstal.
(Gestein: Gneis.)

	Länge	Gefälle
Rothbach bis Bodenmais	5 km	100 ‰
„ „ Fabrik Misleithen[1])	2 „	20 „
„ „ Teisnach	6 „	22 „
Asbach bis Drachselsried[1])	5,5 „	20 „
„ „ Asbach	4 „	21 „
Kaitersbach bis Thalersdorf	2,5 „	60 „
„ „ Kötzting[1])	9,4 „	10 „

Oberhalb Cham mündet der Chambach in den Regen; sein Quellgebiet liegt in dem Tonschiefer und Hornblendegebiet und so zeichnet er sich schon von Anfang an durch geringes Gefälle aus (3 ‰ bis Furth bei einer Länge von 22 km). Von Furth bis Cham folgt der Bach einem breiten flachen Quertal, für dessen Entstehung wir wohl auch irgendwelche geologischen Gründe heranziehen müssen; denn daß reine Erosion diese mächtige Further Senke geschaffen haben soll, in der jetzt ein kleines Flüßchen, fast ohne Gefälle (1,2—0,8 ‰) dahinschleicht, ist wenig wahrscheinlich. Diese Senke war seit jeher wichtig für die Beziehungen kriegerischer und friedlicher Art zwischen Bayern und Böhmen; hier waren mit die ältesten Siedelungen des „Waldes", deren Bedeutung sich wohl vor allem an die große und zu allen Zeiten wichtigste Verkehrsstraße knüpfte, welche hier durch den Böhmerwald ging.

Eine interessante Frage ist es, warum der Regen nicht den anscheinend vorgezeichneten Weg durch die Bodenwöhrer Bucht nach Schwandorf nahm, sondern wieder in das Granitgebirge eindrang. Es ist eine weit verbreitete Ansicht, daß der Fluß auch früher diese Richtung einschlug und sich mit der Naab vereinigte. Ein genaueres Eingehen auf dieses Problem findet man bei Bayberger S. 49 (siehe Lit.-Verz.); hier näher darauf einzugehen, ist nicht nötig, da diese Stelle bereits außer-

[1]) Bed. Lauf im Kaiterstal.

halb unseres Gebietes liegt. Es dürfte auch schwierig sein, darüber ein einigermaßen gültiges Urteil zu gewinnen, solange nicht eine genaue stratigraphische Aufnahme erfolgt ist. Es mag also dahingestellt bleiben, ob wir es hier mit einer epigenetischen Talbildung zu tun haben oder ob dem Fluß durch Spalten dieser Weg vorgezeichnet wurde.

Ilz: Wesentlich einfacher als das komplizierte Regensystem ist die Hydrographie im Ilzgebiet. Die Täler sind fast ausschließlich auf Erosionsarbeit zurückzuführen, nur die schon erwähnte Störung, die der Pfahl hervorgerufen hat, und eventuell noch einige unbedeutende Spalten müssen zu den tektonischen Einflüssen gezählt werden. Da nur Teile der Quellflüsse Gneisschichten durchschneiden, der weitaus größte Teil aber im Granitgebiet liegt, kann nur teilweise eine Unterscheidung in Längs- und Quertäler gemacht werden; dabei sind letztere vorherrschend.

Das Ilzgebiet kann als der Typus eines regelmäßigen Flußgeäders angesehen werden. Beim Aufwärtsverfolgen des Flusses kommen wir immer wieder auf eine ziemlich gleichmäßige Teilung, wobei kein Ast als richtiger Hauptfluß angesehen werden kann, wie wir es z. B. beim Regen oder besonders bei der Moldau haben. Unterschiede der Härte des Gesteines mögen manchen Umweg oder Schlingen verursacht haben; bei Zusammenflüssen gibt meist der Fluß die Richtung an, welcher der kräftigere ist, d. h. mit größerem Wasserreichtum und stärkerem Gefälle ankommt.

Den Namen Ilz führt der Fluß von dem Zusammenfluß der Großen Ohe und der Kleinen Ohe[1]) bei Eberhartsreuth an; bei Fürsteneck findet die Vereinigung mit den kurz oberhalb dieses Ortes zusammengeflossenen Gewässern der Wolfsteiner Ohe und des Osterbaches statt. Erstere ist unterhalb Wolfsteins aus dem Resch- und Saußwasser entstanden. Unterhalb Fürsteneck fließt die Ilz in engem Tale in nordsüdlicher Richtung bis zu ihrer Mündung in die Donau bei Passau. Kurz oberhalb derselben (bei Hals) macht der Fluß noch eine große S-förmige Schleife, die wohl auf Härteunterschiede des Gesteins zurückzuführen ist, möglicherweise auch auf kleine Spalten.

[1]) Das Wort „Ohe" ist im Böhmerwald sehr häufig, es entspricht dem Begriff „Ache".

Die Quellbäche liegen teils auf dem Rachel-Lusenkamm, teils in dem niedrigeren Bergland im Südwesten desselben. Die ersteren entsprechen in bezug auf Gefälle und Lauf denen des Regens im Gneisgebiet. Einer derselben bildet den Abfluß aus einem See, dem Rachelsee.

In bezug auf den übrigen Lauf der einzelnen Ilzflüsse können wir bei jedem (mit Ausnahme des Osterbaches, dessen Gebiet fast ganz südlich des Pfahls liegt), zwei Teile unterscheiden, nämlich den Lauf oberhalb, also nördlich bezw. nordöstlich, und den unterhalb des Pfahls. Oberhalb desselben ist das Gefälle gering, die Täler meist flach und leicht zugänglich; versumpfte Strecken begleiten oft weithin die Bäche. Am Pfahl oder vielmehr meistens etwas oberhalb tritt ein scharfer Gefällbruch ein. Das Profil, das sich aus der Tabelle auf S. 253 für die Große Ohe ergibt, gilt mit wenig Abänderung auch für die anderen Quellflüsse des Ilzsystems. Unterhalb dieser, etwa 4—6 km langen Übergangsstrecke geht das Gefälle allmählich wieder in ein ruhigeres über und bildet dann bis zur Mündung eine regelmäßig an Gefälle abnehmende Kurve. Die Täler sind nun eng und steilwandig und bilden so oft ein Verkehrshindernis. In ihnen trifft man deshalb auch fast nirgends einen Wohnplatz; die Ansiedelungen liegen meist auf den Höhen, wie Grafenau, Freyung, Perlesreuth, Waldkirchen. Auch die Straßen folgten nicht den Flußläufen, sondern waren auf den Höhen angelegt, was allerdings leicht war, weil das Land besonders im östlichen und südlichen Teil des Ilzgebietes einen manchmal fast plateauartigen Charakter hat. Erst moderne Verkehrstechnik hat auch in den engen Tälern Straßen und Bahnen anzulegen vermocht.

Große Mühl: Der obere Lauf der Großen Mühl wird durch eine tektonische Störung (vielleicht eine Verwerfung) bestimmt, die sich in der Fortsetzungslinie des Pfahls bis unterhalb Aigen erstreckt. Es ist ein breites, gut angebautes und relativ dicht besiedeltes Tal. Daß hier eine tektonische Störung vor sich gegangen ist, zeigt sich neben der Breite und der völlig geraden Erstreckung des Tales vielleicht auch darin, daß das Gefälle in diesem Talstück 4 ‰ beträgt, während es in den daran anschließenden typischen Erosionstal (bis Haslach) 6—5 ‰ hat. Wir können also bei der Großen Mühl, deren ganzes Gebiet im Granit liegt, wieder mit Ausnahme der Quellbäche zwei Stücke

unterscheiden: den oberen Teil in dem breiten, tektonisch angelegtem Tale des Aigen, und das enge, kañonartige Erosionstal bis zur Mündung in die Donau.

Bei der Großen Mühl ist im Gegensatz zur Ilz der Charakter des Hauptflusses scharf ausgeprägt. Sie empfängt nur von Norden, vom Plöckensteinkamm her, einigermaßen nennenswerte Seitenbäche, die in normaler Weise von dem parallel zum Fluß streichenden Höhenrücken herabeilen. Die Zuflüsse von Süden sind ganz unbedeutend, meist nur 1 km lang. Hier entwässern die Gebiete direkt zur Donau. Sie gehören vorwiegend zu den Flußgebieten des Erlaubaches, der Ranna und der Kleinen Mühl.

Moldau: Wie bei der Mühl tritt bei der Moldau ein ausgesprochener Hauptfluß hervor. Der obere Teil des Laufes wird durch eine große tektonische Störung bestimmt, welche parallel zum Pfahl, wie überhaupt zu den anderen größeren Störungen, streicht.

Bis zum Eintritt in die Budweiser Tertiärebene lassen sich bei der Moldau 4 Abschnitte unterscheiden:

Von Außergefild bis Obermoldau[1]): Der Fluß fließt in nicht sehr breitem Längstale im Gneis. Das Gefälle ist relativ steil (bis Ferchenhaid $20^0/_{00}$ bei einer Länge von 8 km, bis Obermoldau $10^0/_{00}$ bei 11 km Lauflänge). Die Zuflüsse von rechts haben einen kurzen steilen Lauf, nennenswert ist nur die Kleine Moldau; die linken fließen mit langsamem Lauf durch verfilzte flache Täler, niedrige Wasserscheiden trennen sie vom Gebiet der Wottawa und Wollinka. Die Siedelungen sind auf dieser Strecke der Moldau unbedeutend, sie liegen meist direkt am Flusse.

Von Obermoldau bis Friedberg: Ohne die Richtung zu ändern, tritt die Moldau in das meist mehrere Kilometer breite Tal ein, das mit einer Länge von über 40 km in beinahe gerader Linie wohl die bedeutendste tektonische Talfurche des Böhmerwaldes darstellt, In diesem breiten flachen Talboden schleicht die Moldau unter vielen Windungen mit ganz minimalem Gefälle (durchschnittlich 0,4 pro Mille) bei einer Breite von 15—18 m dahin; auf dem ganzen Lauf ist sie von großartigen Filzen be-

[1]) Hierbei ist der Quellbach nicht berücksichtigt; als Hauptfluß ist die Warme Moldau angenommen, was nicht nur dem allgemeinen Gebrauch entspricht, sondern auch durch die Laufrichtung und -länge begründet wird.

gleitet (die „Tote Aue“ bei Eleonorenhain), welche hier die größte zusammenhängende Moorlandschaft des Böhmerwaldes bilden. Die linken Zuflüsse sind kurz, die rechten dagegen bedeutender, wie die Grasige Moldau und die Kalte Moldau; sie haben meist ein geringes Gefälle entsprechend den niedrigen Höhen, welche sich zwischen dem Ilz- und Moldaugebiet ausdehnen; nur die vom Dreisesselgebirge kommenden haben eine steilere Gefällskurve; vielfach werden auch diese rechten Zuflüsse von Filzen begleitet. Das Gestein ist rechts der Moldau meist Granit, links vorwiegend Gneis, der Talboden selbst ist ganz unter Alluvionen bezw. Mooren begraben. Eine alte Ansicht ist, daß dieses ganze Talstück einstmals ein See gewesen wäre; doch ist dafür bis jetzt kein geologischer Beweis gefunden worden. Die Siedelungen liegen wegen der Filze an den Talhängen oder direkt auf den Höhen. Sie sind meist jüngerer Entstehung, nur die Orte am „Goldenen Steig“ Kuschwarda, Wallern), der das Moldautal quert, haben einige Bedeutung schon im Mittelalter erlangt.

Von Friedberg bis Hohenfurth: Unterhalb Friedberg geht der Lauf der Moldau aus dem bisherigen nordwest-südöstlichen in einen mehr westöstlichen über. Der Talcharakter und das Gefälle ändern sich völlig; anstatt des breiten Tales, in dem der Fluß bisher dahin fließt, fließt er jetzt mit einem Gefälle von durchschnittlich $7^0/_{00}$ durch ein enges schluchtartiges Tal, das noch dazu oberhalb Hohenfurth durch ein Wirrsal von Blöcken eingeengt ist (die Teufelsmauer). Vielleicht befindet sich hier eine kleine Stufe, doch wird schon durch die starke Einengung eine größere Stromgeschwindigkeit erzielt, welche vereint mit mannigfachen Strudelerscheinungen, die sich durch die Blockmassen erklären, den Anschein von Schnellen erweckt; die großen Gesteinstrümmer lassen sich dadurch erklären, daß der Fluß hier an eine Granitwand nahezu senkrecht anprallt und dann in beinahe rechtem Winkel abgelenkt wird.

Dieser Teil des Moldaulaufes hat seit jeher ein starkes Verkehrshindernis gebildet; daher führte der alte Weg ins Obere Moldautal aus dem Budweiser Becken von Krumau direkt über das niedrige Bergland nach Oberplan. Das Hindernis, welches die Teufelsmauer für die Flösse bildete, ist jetzt durch einen Schwemmkanal umgangen. Zwischen Friedberg und Hohenfurth (20 km) sind im Moldautal nur einige Industriegebäude.

Von Hohenfurth bis ins Budweiser Becken: Unterhalb Hohenfurth biegt die Moldau aus ihrer bisherigen westöstlichen in die Richtung nach Nord-Nordwest um; von Krumau an geht der Lauf in mehr nordöstlicher Richtung bis Budweis, um von da bis zur Einmündung in die Elbe ungefähr nördliche Laufrichtung beizubehalten. Daß für die Umbiegung bei Hohenfurth tektonische Veränderungen maßgebend sein .sollen, ist möglich, aber wohl nicht unbedingt nötig. Der Fluß folgt von hier aus der natürlichen Abdachung des Gebietes gegen Mittelböhmen hin; daß er nicht schon früher in nördlicher Richtung[1]) abbog, kann daraus erklärt werden, daß die harten, weniger als die Granite zersetzten Glimmerschieferschichten ein kräftiges Hindernis boten.

Während der Fluß also bis Hohenfurth teils im Granit, teils am Kontakt von Granit und Glimmerschiefer dahinströmte, bricht er nach seiner Umbiegung im allgemeinen senkrecht durch die Glimmerschieferschichten; dabei kommen lokal öfters Ablenkungen durch Gesteinswechsel vor. Ein Beispiel führt Katzer an (Geologie von Böhmen S. 189), das die große Schlinge bei Rosenberg durch Wechsel von Granit und Glimmerschiefer erklärt. Das Tal ist eng und hat steile Ufer, so daß meist außer dem Fluß kaum mehr eine Straße Platz hat. Die Anlage und die ganze Konfiguration des Tales, sowie die regelmäßig abnehmende ausgereifte Gefällskurve deuten auf ein hohes Alter. Wahrscheinlich war im Tertiär (Oligozän) dieser Teil vom Moldaugebiet vom Meere überflutet, was sich aus der Höhenlage von Tertiärschichten in benachbarten Gebieten schließen läßt. Die Zuflüsse sind von Friedberg bis Krumau von beiden Seiten unbedeutend; hier mündet von links der etwas längere Kalschingbach. Entsprechend dem engen Tale sind die Moldauufer auf dieser Strecke arm an Wohnplätzen. Nur wo die Ufer weniger steil sind, haben sich größere Orte gebildet, wie Hohenfurth, Rosenberg und Krumau; diese drei Orte verdanken ihr Emporkommen allerdings besonders der alten Straße von Linz ins innere Böhmen, bei Krumau kommt noch die Straße aus dem oberen Moldautale hinzu; doch darf auch die Gunst anderer Umstände nicht übersehen werden, bei

[1]) Es mag hier erwähnt sein, daß das Flußnetz Böhmens ein sehr regelmäßiges ist, indem alle Flüsse der Mitte zuströmen; dieser Richtung folgen auch die Böhmerwaldsflüsse, indem sie im allgemeinen eine nordöstliche Richtung einschlagen.

Hohenfurth das alte Kloster, bei den anderen Städtchen der Einfluß mächtiger adeliger Geschlechter.

Wottawa: Während der obere Teil des Moldaulaufes durch eine große tektonische Linie bestimmt wird, treten solche Einwirkungen bei der Wottawa zurück. Der Fluß folgt im allgemeinen der Abdachung des Gebietes nach Norden und Nordosten. Er bildet dadurch gewißermassen das Spiegelbild der Ilz, der er auch darin gleicht, daß erst in ziemlicher Entfernung vom Quellgebiet ein ausgesprochener Hauptfluß auftritt.

Aber ein Unterschied fällt schon bei oberflächlicher Vergleichung der beiden Flußnetze auf; während die einzelnen Ilzbäche sich meist unter spitzem Winkel vereinigen, treffen im Wottawagebiet die Bäche in der Regel unter einem rechten Winkel aufeinander. Begründet ist diese merkwürdig geometrische Anlage darin, daß das Quellgebiet größtenteils im Gneis liegt, in dem Längs- und Quertäler abwechseln, und so die rechten Winkel hervorrufen, während im Granit des Ilzgebietes die Flüsse sich bei ihrem Bestreben, dem tiefsten Punkte zuzueilen, unter spitzem Winkel treffen. Daß die Schichtenstellung im Gneis die Laufrichtung beeinflußt, ersieht man auch daraus, daß im mittleren Teil des Kieslingbaches, eines Quellflusses der Wottawa, wo Granit vorherrscht, von dieser regelmäßigen Gestaltung nichts zu sehen ist. Die Quellen der Wottawa liegen vorwiegend auf dem Hauptkamm und zwar sind diejenigen des Widrabaches am weitesten von allen böhmischen Flüssen unseres Gebirges nach Südwesten vorgeschoben (am Rachel-Lusenkamm). Die beiden Hauptquellflüsse sind der Kiesling- und der Widrabach, welche sich mehrere Kilometer oberhalb Unter-Reichenstein unter rechtem Winkel vereinigen. Der Widrabach kommt von Süden und entwässert die Rachel-Lusengebiete, der Kieslingbach das westlich davon gelegene Hügelland (nördlich des Lakkaberges); so ist das Quellgebiet der Wottawa einseitig entwickelt, indem größere Zuflüsse von Osten fehlen; möglicherweise ist auf dieser Seite ein Teil ehemaliger Wottawa- bezw. Widrazuflüsse der Oberen Moldau tributär geworden.

Bei der Einteilung des Flußlaufes können wir ähnlich wie im Ilzgebiet verfahren. Wenn wir die Linie des oberen Moldautales über Außergefild nach Nordwesten verlängern, so treffen wir den Widrabach bei Antigl am Einfluß des Hammerbaches;

weiterhin verläuft diese Linie eine Strecke im Tal des Kieslingbaches. Durch sie können wir den Gebirgslauf der Wottawa, der bis Raby unterhalb Schüttenhofen reicht, in zwei Abschnitte teilen. Diese Linie bezeichnet nämlich den Verlauf einer tektonischen Störung, welche wohl als Fortsetzung des großen Moldautales aufzufassen ist; sie wird kenntlich durch einen scharfen Gefällsbruch im Widralauf; daß dieser Knick sich im Kieslingbach nicht zeigt, läßt sich aus der Richtung des Baches erklären; wahrscheinlich nimmt auch die Intensität der Störung nach Nordwesten ab.

Oberhalb der erwähnten Linie sind breite, ziemlich flache Täler mit mäßigem Gefälle; es ist das Gebiet der größten zusammenhängenden Waldwildnis des Böhmerwaldes, welche fast nur von Mooren unterbrochen wird, die an Ausdehnung den gewaltigen Filzen des Moldautales nur wenig nachstehen.

Die Siedelungen sind infolgedessen klein und selten; reine Waldwirtschaft gilt als Lebenserwerb. Unterhalb des Gefällsknickes ist das Tal eng, die Wände steil, das Gefälle mäßig, ausgereift. Von Unter-Reichenstein an finden sich öfters Talweiterungen, welche mit Schotter ausgefüllt sind, in diesen wurde im Mittelalter Gold gefunden; die Tätigkeit der Goldsucher ist noch an den zahlreichen Seifenhügeln zu erkennen. Oberhalb Unter-Reichensteins stehen nur einige Mühlen am Flusse; die Siedelungen, wie Rehberg, liegen auf den Höhen. Unter-Reichenstein wie das auf einen Hügel gelegene Berg-Reichenstein verdanken ihr Aufblühen den Goldfunden; so ist es erklärlich, daß nach deren Nachlassen auch die Bedeutung der beiden Orte zurückging.

Oberhalb Schüttenhofen, bei Altlangendorf, verbreitert sich das Tal plötzlich, das Gefälle wird ganz gering. Bei Raby (oberhalb Horaždiowitz tritt der Fluß in das Oligozän ein, welche Ablagerungen von einem Ausläufer des südböhmischen Sees herrühren. Möglicherweise reicht dieser Arm bis über Schüttenhofen hinaus, doch ist hierfür noch kein geologischer Beweis erbracht worden. Hier treffen wir auf eine dichtere Besiedelung und auf eine Reihe bedeutenderer Orte, teilweise mit lebhafter Industrie (Schüttenhofen, Horaždiowitz, Strakonitz u. s. w.).

Die großen Zuflüsse, welche die Wottawa aus dem östlichen Böhmerwald empfängt, nämlich die Wollinka und die Blanitz

fallen nicht mehr in unser Gebiet. Sie haben alte Täler mit ausgereiftem Gefälle, aber auffallend schwach entwickeltem Quellgebiet. Es hat den Anschein, als hätte der große Moldaubruch die Quellbäche abgeschnitten; dafür sprechen auch einige Trockentäler, welche z. B. von Winterberg aus ins Moldautal hinüberführen.

Eine merkwürdige Talfurche führt auch von Reichenstein ins Wollinkatal; ob auch hier das große nordwest-südöstliche streichende Störungssystem sich geltend macht, oder ob wir es mit einer monoklinalen oder synklinalen Talanlage zu tun haben, mag dahingestellt bleiben. Die Konfiguration des Wollinka- und Blanitztales ähnelt der des Wottawatales. Beide haben in ihren Talweitungen Veranlassung zur Bildung größerer Orte gegeben, von denen Winterberg im obersten Wollinkatal und Prachatitz im oberen Blanitztal die bedeutendsten sind. Letzteres hat besonders durch den „Goldenen Steig", der alten großen Handelsstraße von Bayern nach Böhmen eine gewisse Bedeutung erlangt.

Angel: Wie das Kaiterstal und das des oberen Weißen Regens ist auch die Talfurche, welche der obere Teil der Angel benützt, jedenfalls tektonisch angelegt; ob es in der ursprünglichen Anlage des Gebirges begründet ist (Monoklinal- oder Synklinaltal) oder späteren Störungen die Entstehung verdankt, muß erst eine genauere geologische Aufnahme ergeben; doch dürfen wir wohl das erstere annehmen. Das im Glimmerschiefer gelegene Tal hat einen schmalen Boden, doch steigen die Hänge verhältnismäßig sanft an. Schon nach kurzem Lauf ändert sich der Charakter des Tals als Längstal, indem der Fluß unter einem Winkel die Schichten durchbricht; dabei wird das Tal enger, die Hänge steiler; der Lauf ist entsprechend dem Gefälle rasch (bis Seemühle 50, bis Hammer 30, bis Neuern $12^0/_{00}$). Die Zuflüsse sind auf diesem Teil des Laufes (Quelle bis Neuern) kurz und haben ein sehr steiles Gefälle (Schwarzerseebach bei 2 km Länge 290 m Höhenunterschied).

Das Talstück hat zwar wegen seiner sanften Hänge keine wesentlichen Hindernisse für die Zugänglichkeit bereitet, hat aber auch keinen Platz für nennenswerte Siedelungen geboten. Die wenigen kleinen Orte verdanken meist den Eisenerzfunden in dieser Gegend ihre Entstehung. Eine alte, wenn auch an Bedeutung der Further Senke und dem Goldenen Steig nach-

stehende Straße führt aus dem Tale des Schwarzen Regens in das der Angel; dieselben Talfurchen benützt jetzt die Eisenbahn München—Deggendorf—Klattau—Pilsen.

Bei Neuern ändert sich der Talcharakter völlig; die Angel tritt in ein weites flaches Becken, das in einer Breite von mehreren Kilometern von Alluvionen erfüllt ist. Es ähnelt in jeder Beziehung der Chamer Bucht; die Begrenzung dieser Talung ist links (nordwestlich) Hornblendeschiefer, dann Granit, rechts Gneis und Granit. Das Tal streicht in gerader Richtung in einer Länge von ungefähr 20 km senkrecht zur Hauptrichtung des Böhmerwaldes, aber parallel zu den nach Nordosten umgebogenen Hornblende- und Tonschieferschichten.

Unterhalb Bistritz münden zwei Bäche von etwas größerer Länge (als die übrigen Zuflüsse auf dieser Strecke) ein: die Choden-Angel und die Andelice. Beide fließen im Hornblende- bezw. Tonschiefergebiet und haben breite flache Täler mit geringem Gefälle; sie entsprechen ungefähr dem Tale des Chambaches. Daß dieser sich hier anscheinend auf Kosten der Angelzuflüsse vergrößert hat, wurde schon erwähnt. Vom Tal der Andelice, welche senkrecht zu dem der Angel verläuft, führt eine niedrige Wasserscheide zum Zahořauerbach und so ins Rubřinagebiet; diese Furche wird auch jetzt von der Bahn Klattau—Taus benützt.

Das breite Angeltal, das wir auf dieser Strecke vielleicht analog der Chamer Bucht als Neuernbucht bezeichnen können, ist gut besiedelt und trägt auch einige größere Orte, wie Neuern, Janowitz und das am Eingang eines Seitentales gelegene Klattau. Das Tal ist bis Neuern herauf von Tschechen bewohnt, entsprechend der leichten Zugänglichkeit von Böhmen her; der obere Teil des Angellaufes, der weniger leicht zugänglich, und mit dichter Waldwildnis bedeckt war, wurde erst später und zwar von Deutschen, vorwiegend von Bayern aus besiedelt.

Unterhalb Klattau tritt die Angel in die altpaläozoische Mulde Mittelböhmens ein, um sich bei Pilsen mit der Radbusa und Mies zur Beraun zu vereinigen.

Rubřina: Das Gebiet der Rubřina (sprich Rubrschina), eines Nebenflusses der Radbusa fällt ganz in das Tonschiefergebiet und bietet wenig Interessantes. Das Tal ist ebenso wie das seines größten Zuflusses, des (oben erwähnten) Zahořauer-

baches (sprich Sahorschauerbaches) relativ breit und flach und leicht zugänglich. Die Täler sind gut angebaut und besiedelt, der wichtigste Ort, die Stadt Taus verdankt ihre Bedeutung vor allem ihrer Lage an der hier offenen Grenze, weshalb an dieser Stelle früher einerseits größere Befestigungen angelegt wurden, andererseits zum Grenzschutz ganze Stämme, wie die polnischen Choden in diese Gegend verlegt wurden. Dies ist ja heutzutage weggefallen, dagegen ist die Gunst der Verkehrslage noch immer vorhanden, wenn sie auch jetzt im Zeitalter der Eisenbahnen nicht mehr die Bedeutung hat wie früher, als die Hauptstraße von Bayern nach Böhmen bei Taus die Grenze passierte. Das Gebiet der Rubřina wird vollständig von Slaven bewohnt (Tschechen und von den jetzt völlig tschechisierten Choden), die Wasserscheide gegen den Chambach fällt hier mit der Sprachgrenze zusammen.

Die Flußdichte im Böhmerwald.

(Siehe Tabelle S. 272 u. 273).

Um die Zerschnittenheit einer Gegend durch Gewässer zahlenmäßig auszudrücken, berechnet man die Flußdichte eines Gebietes; der Begriff Flußdichte wird verschieden definiert, am einfachsten erscheint wohl die Auffassung Neumanns (Flußdichte im Schwarzwald; s. Lit.-Verz.), welcher berechnet, wie viel Kilometer Flußlänge auf einen Quadratkilometer entfallen. Ebenso verfährt Spöttle (s. Lit.-Verz.), doch ist es ihm bei der Wahl seiner Flußgebiete um die petrographische Beschaffenheit eines Gebietes zu tun, während Neumann Vergleiche der Flußdichte vor allem mit den Niederschlagshöhen anstellt.

Die Flächenzahlen wurden mir in liebenswürdiger Weise vom kgl. bayer. hydrotechnischen Bureau zur Verfügung gestellt; die Messungen der Flußlängen wurden mit dem Zirkel gemacht (Greifweite 2 mm); als Kartenmaterial waren die Blätter des „Topographischen Atlasses von Bayern“ (1 : 50000) und diejenigen der „Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie“ (1 : 75000) vorhanden. Durch die Anwendung des Zirkels kommen etwas kleinere Zahlen heraus, so beträgt der Unterschied im Gebiet des Kleinen Regens gegenüber den Berechnungen Spöttles (mit Meßrädchen) ca. 5%. Doch gibt — wie der Vergleich auf Katasterblättern (1 : 5000) zeigte, — das Meßrädchen bei Kurven

etwas zu hohe Zahlen an, so daß die Fehlerquelle im Maximum kaum mehr als 3% betragen wird; bei Gewässern ohne zahlreiche Krümmungen ist sie jedenfalls ganz gering.

Überblicken wir die Resultate dieser Berechnungen, so ergibt sich vor allem ein Unterschied zwischen der regenreicheren Südwestseite und der im Regenschatten gelegenen Nordostseite; erstere hat einen Dichtekoeffizienten von 1,15 gegen 0,89 der böhmischen Gebiete. Wenn auch zahlreiche Ausnahmen vorkommen, kann es doch im allgemeinen auch im Böhmerwald — wie zu erwarten — als Regel gelten, daß mit Steigen der Niederschlagsmengen auch die Flußdichte zunimmt, also das Gelände mehr zerschnitten ist — was ja auch Neumann im Schwarzwald beobachtet hat; da die Regenmengen mit der Höhe zunehmen, findet sich auch in den höheren zentralen Teilen des Böhmerwaldes der höchste Dichtekoeffizient und von hier gegen den Rand des Gebirges zu eine allerdings von manchen Ausnahmen unterbrochene allmähliche Abnahme.

Die Abhängigkeit der Flußdichte vom Gesteinscharakter tritt dagegen stark zurück. Wohl scheint das Hornblende-Tonschiefergebiet einen geringeren Dichtekoeffizienten zu haben, als die Gneis- und Glimmerschieferdistrikte; ob aber die hohe Flußdichte des oberen Großen Regens (im Glimmerschiefer) auf die Art des Gesteins zurückzuführen ist, erscheint fraglich, da wir hier auch sehr hohe Niederschläge haben und auf der nordöstlichen Abdachung im gleichen Glimmerschiefergebiet einen bedeutend niedrigeren Koeffizienten haben. Jedenfalls ist es im Böhmerwald mit seiner nicht allzu sehr verschiedenen Gesteinsserie, die noch dazu meist durch allmähliche Übergänge verbunden ist, schwierig, scharfe und auch für andere Zwecke (z. B. Siedelungsgeographie) dienliche Unterschiede in der Flußdichte in bezug auf Gesteinsart aufzustellen.

Wenn Dr. Spöttle für das am meisten von Gewässern durchfurchte Gebiet Bayerns — die Flyschzone der Nordalpen — einen Koeffizienten von etwa 3 berechnet, dagegen für die Münchener Schotterebene einen, der sich kaum über 0 erhebt, so kann das Terrain des Böhmerwaldes als ein etwa im mittleren Grade zerschnittenes betrachtet werden (mit einem Dichtekoeffizienten von 1,07).

Tabelle der Flußdichte.

Bem.: Die Flächenzahlen sind aus den Berechnungen des kgl. bayer. hydrotechn. Bureaus entnommen.
Über die von Dr. J. Spöttle berechneten Zahlen s. Lit.-Verz.

	Flußgebiet	Flächeninhalt in qkm	Gesamte Gewässerlänge in km	Gewässerlänge auf 1 qkm	Niederschlagshöhen in mm	Gestein
Regen	Großer Regen bis zur Grenze	44,38	63,7	1,43	1500—1100	Glimmersch.
	„ „ bis Zwiesel	133,00	161,3	1,21	1400—1000	Gneis
	Kleiner Regen	118.11	148,2	1,26	1400—1000	Gneis
	(„ „ nach Dr. Spöttle)	115,09	155,0	1,34	„	„
	Schwarzer Regen bis Regen (ohne Rinchn. Ohe)	74,72	86,1	1,16	1200—800	Gneis u. Granit
	Rinchnacher Ohe	94,57	119,8	1,26	1100—900	Granit
	Schwarzer R. (rechte Zuflüsse) bis zur Asbach	69,93	74,4	1,06	1000—750	Gneis
	Rothbach	41,95	45,9	1,09	1500—800	Gneis
	Asbach	71,23	70,5	0,99	1300—750	Gneis
	Schwarzer R. (rechte Zufl.) bis zum Weißen Regen	72,33	65.7	0,93	900—700	Gneis
	Weißer Regen bis zum Lambach	84,54	87,5	1,03	1300—1000	Glimm., Gneis
	„ „ bis zum Schwarzen Regen	108,59	97,6	0,90	1000—700	Gneis
	Kaitersbach (Grubenbach)	40,88	41,8	1,02	1100—800	Gneis
	Regen bis Cham (rechte Zuflüsse)	52,31	52,4	1,00	800—650	Gneis
	Chambach bis zum Freybach	107,37	97,8	0,91	850—700	Tonschiefer
	Freybach	70,86	63,5	0,89	900—700	Hornblendenschiefer
	(„ nach Dr. Spöttle)	70,00	64,0	0,91	„	Hornblendenschiefer
	Chambach bis Furth (ohne Pastritzbache	64,33	60,9	0,95	800—700	Tonsch., Hornbl.
	„ bis Cham (linke Nebenfl.)	68,76	69,8	1,01	800—650	Gneis
Ilz	Große Ohe	86,12	101,2	1,17	1300—900	Gneis, Granit
	Mitternacher Ohe	113,61	113,6	1,00	950—900	Granit
	Kleine Ohe	106,25	151,0	1,42	1400—900	Gneis, Granit

Ilz	Schönberger Ohe (Ilz bis Fürsteneck)	62,07	88,2	1,42	900	Granit
	Reschwasser	73,75	90,4	1,23	1500—1000	Gneis u. Granit
	Saußwasser	113,33	176,4	1,55	1500—1000	
	Wolfsteiner Ohe (bis Fürsteneck)	52,77	53,3	1,10	1000—900	Granit
	Osterbach	133,16	150,5	1,12	1150—900	Granit (Gneis)
	Ilz bis Passau	109,67	125,1	1,14	900	Granit
Gr. Mühl	Große Mühl bis zur Grenze	112,41	148,3	1,32	1300—1000	Granit
Moldau	Warme Moldau	181,56	146,4	0,81	1500—800	Gneis
	Grasige Moldau	88,17	82,5	0,94	1150—800	Gneis u. Granit
	Moldau v. d. Gras. bis zur Kalten Moldau	77,52	52,8	0,68	800	
	Kalte Moldau	121,61	132,0	1,08	1150—800	
Wottawa	Widrabach	159,41	149,1	0,94	1500—950	Gneis u. Granit
	Kieslingbach	161,11	151,5	0,95	1300—950	
Angel	Angelbach bis zur Chodangel	112,83	102,9	0,91	1500—800	Glimmerschiefer
	Chodangel (u. Andelice)	86,15	67,5	0,70	1000—800	Hornblendesch.
Radbusa	Rubřina bis zum Zahořauerbach	64,69	48,4	0,75	700—600	Tonschiefer u. Hornblendesch.
	Zahořauerbach	55,69	44,7	0,80	700—600	
	Regengebiet (im Böhmerwald)	1317,86	1406,9	1,07		
	Ilzgebiet (im Böhmerwald)	379,45	519,0	1,37		
	Gr. Mühl (bis zur Grenze)	112,41	148,3	1,32		
Südwestliche Seite (Donaugebiet)		1809,72	2074,2	1,15		
	Moldau (bis zur Kalten Moldau)	468,86	413,7	0,88		
	Wottawa (Quellflüsse)	320,52	300,6	0,94		
	Angel (bis Bistritz)	198,98	170,4	0,85		
	Rubřina (bis zum Zahořauerbach)	120,38	93,1	0,77		
Nordöstliche Seite (Moldaugebiet)		1108,74	977,8	0,89		
	Gesamtgebiet	2918,46	3052,0	1,07		

Die geringste Flußdichte in unserem Gebiet hat das Rubřinagebiet; wir haben früher gesehen, daß es an Zugänglichkeit und Besiedelung an erster Stelle steht. Mit die höchsten Dichtekoeffizienten haben die östlichen Quellflüsse der Ilz (besonders das Saußwasser), die vor allem durch eine Fülle kurzer Zuflüsse hervorgebracht werden; aber gerade diese ermöglichen den Zugang zu den meist steilufrigen Hauptflüssen und so bildet die starke Zerschnittenheit des Geländes in diesem Gebiet dem Verkehr keine besonderen Hindernisse; dazu kommt, daß hier der peneplainartige Charakter des Landes die Besiedelung auf den Höhen leicht zuläßt. Aus diesen beiden Beispielen ergibt sich, daß es gefährlich ist, ohne genauere Kenntnisse der morphologischen Verhältnisse nur auf Grund des Dichtekoeffizienten weitere Schlüsse auf Verkehrsmöglichkeiten und Siedelungsverhältnisse zu ziehen.

Versuch einer Bildungsgeschichte des Flußnetzes.

Wenn im folgenden versucht werden soll, die Entstehung des jetzigen Flußnetzes zu erklären, so muß im voraus bemerkt werden, daß es sich hierbei nur um eine Theorie handelt; wenn auch viele Gründe für die folgende Bildungsgeschichte sprechen, so liegt doch eine gewisse Gefahr in der Anwendung der Ergebnisse über die Tektonik, welche auf Grund älterer, heute vielleicht nicht mehr völlig geltender, stratigraphischer Aufnahmen aufgestellt wurde.

Da aber fast bei allen Flußgebieten — wie wir bei der Betrachtung derselben gesehen haben — ähnliche Bruchlinien störend eingreifen, ist es wohl von Interesse, dieselben von einheitlichem Standpunkte aus zu betrachten und so eine Entstehungsgeschichte des Flußnetzes zu liefern.

Betrachten wir die tektonischen Linien (Spalten, Verwerfungen u. s. w.) bei den einzelnen Flußgebieten, so läßt sich daraus ein großes Störungssystem konstruieren, das im allgemeinen in nordwest-südöstlicher Richtung streicht, also parallel zum Gebirge; die bedeutendste dieser Linie ist der Pfahl, dessen Quarzzug vereint mit einer kleinen Faltung (s. Geologie!) die Flußsysteme der bayerischen Seite tiefgehend beeinflußt hat. Blicken wir über unser Gebiet hinaus, so finden wir, daß auch der Abbruch der Donauebene südöstlich Regensburg und das große System der Fränkischen Brüche der oben erwähnten Richtung folgt. Die

Entstehung dieser jedenfalls zusammengehörigen ausgedehnten Störungslinie fällt — wie wir früher gesehen haben — ins Tertiär. Das Flußnetz des Böhmerwaldes ist aber älter als diese relativ jungen tektonischen Veränderungen. Es ist kein Beweis vorhanden, daß sich die mesozoischen Sedimente, welche sich vielfach am Saume des Gebirges und in breiten Buchten (Bodenwöhrer Bucht) finden, einst bis ins Innere unseres Gebietes erstreckten. Es ist also eine große Wahrscheinlichkeit da, daß mindestens während des Mesozoikums und Känozoikums der innere Wald von Transgressionen frei geblieben ist, wofür auch die tiefe Zersetzung der Gesteine spricht. (Im Vergleich zu den Graniten und Gneisen anderer Gebiete.)

Es hat sich also während dieser langen Zeit bis zum Einbruch der erwähnten tertiären Störungen ein Flußnetz entwickeln können, das wahrscheinlich schon bis zu einem gewissen Reifestadium gediehen war. Daraus ergeben sich 2 Phasen der Flußentwicklung, welche durch die tertiären Brüche getrennt sind. Die Gletscherentwicklungen in der Eiszeit waren zu gering, um auf die Laufrichtung selbst kleiner Bäche einen Einfluß auszuüben, so daß sie bei der Bildungsgeschichte des Flußnetzes weggelassen werden können.

Von den Flußgebieten auf der südwestlichen Seite erscheint das der Ilz am wenigsten in bezug auf Laufrichtung durch tektonische Störung beeinflußt; die Wirkung des Pfahls macht sich nur in einem scharfen Gefällsknick bemerkbar. Dagegen hat der Pfahl (bezw. dessen Fortsetzung) beim Regen und bei der Großen Mühl sichtlich störend eingewirkt. Es ist wahrscheinlich, daß sowohl die Mühl, als auch die jetzt sich vereinigenden Quellflüsse des Regens einst normal vom zentralen Hauptkamm herab — natürlich mit mancherlei Abweichungen — in die Gegend des jetzigen Donautales auf möglichst kurzem Wege hinabströmten und dort in ein Meer oder in einen Süßwassersee mündeten. Für diese Ansicht sprechen — abgesehen davon, daß man rein theoretisch ein Flußnetz im Böhmerwald auf diese Weise konstruieren müßte — mehrere Talfurchen, die sich aus dem Regen- bezw. Mühlgebiet direkt zur Donau verfolgen lassen. Während man im Bayerischen Wald zwischen Regen- und Donaugebiet durchweg Kammwasserscheiden erwarten sollte, treffen wir an einigen Stellen, so an der Menach und am Kollbach, Talwasserscheiden, d. h. es

führt ein ganz niederer Paß, der eher einem Trockental gleicht, von einer Quelle zur anderen. Die geringe Höhe dieser Pässe ersieht man auch daraus, daß die seit langer Zeit als wichtige Zugangswege zum inneren Wald dienten und auch jetzt von Bahnlinien überschritten werden. Ob sich Gerölle auf diesen Pässen befindet, was natürlich für unsere Ansicht einen guten Beweis erbrächte, konnte wegen Mangel von Aufschlüssen noch nicht nachgewiesen werden.

Merkwürdig ist auch die relativ große Breite dieser Täler, die mit den jetzt darin fließenden Bächen in keinem Verhältnis steht. Nehmen wir an, daß durch die genannten Täler die Regenquellflüsse einst das Gebiet des inneren Böhmerwaldes entwässerten, so ergeben sich Flußsysteme analog dem der Ilz, natürlich etwas modifiziert durch den Gesteinscharakter (geschichteter Gneis gegenüber richtungslosem Granit). Als nun im Tertiär der Pfahl entstand, wurde der Regen am Weiterfließen gehindert und er suchte sich nun einen neuen Weg nach Nordwesten zur Bodenwöhrer Bucht, jedenfalls teilweise mit Benützung alter Flußlaufstücke. Da wahrscheinlich zu gleicher Zeit auch eine Senkung des südwestlichen Flügels am Pfahl eintrat, wurden die im Bayerischen Wald gelegenen Teile der Flußläufe zerrissen, so daß sie teilweise wie ehedem direkt zur Donau flossen, teilweise aber gegen den Pfahl hin entwässerten. Daß der Pfahl für diese südlichen Zuflüsse des Regens ein starkes Hindernis bildet, zeigen die versumpften Strecken südlich des Pfahls und die Tatsache, daß manche Bäche lange am Pfahl entlang fließen und erst nach Vereinigung mit einem anderen das Hindernis überwinden. Auch zeigt das merkwürdige Verhalten einiger Bäche, welche nur bei höherem Wasserstand über die Pfahlschiefer hinweg zum Regen entwässern, bei niedrigem aber vor ihm aufgestaut werden und so Sumpfflächen bilden, daß wir es hier mit einem ganz unfertigen System zu tun haben. Merkwürdig ist auch die Laufrichtung mancher dieser Bäche, welche es möglich macht, anzunehmen, daß die Richtung ehemals entgegengesetzt war.

Ähnlich, doch wesentlich einfacher verhält es sich bei der Großen Mühl. Ein niedriger Paß führt vom Grenzbach ins Gebiet der Ranna. Erst die Entstehung des breiten Tales von Aigen (wahrscheinlich durch eine Verwerfung) führte die Gewässer der Oberen Mühl nach Osten; vielleicht verbindet dieses Tal zwei einst

getrennte Flußsysteme. Auf böhmischer Seite ist — entsprechend dem Ilzgebiet auf der Südwestabdachung — das Wottawagebiet am wenigsten von den tertiären Störungen beeinflußt; sie scheinen sich auch hier wesentlich durch Hervorbringen eines Gefällsknickes bemerkbar gemacht zu haben. Auch das Angelgebiet scheint von solchen Störungen nicht oder nur in untergeordnetem Maße betroffen worden zu sein. Dagegen haben im oberen Moldaugebiet weitgehende Veränderungen stattgefunden. Wenn einer rein theoretisch die Aufgabe bekäme, in dem mit zahlreichen Granitstöcken durchsetzten Gneisgebiet des östlichen Böhmerwaldes ein Flußnetz zu konstruieren, so würde er wohl mehrere größere Flußsysteme, die ihren Ursprung auf dem Hauptkamm haben, entwerfen. Dieser Voraussetzung entspricht die Wottawa, die vom Grenzkamm aus in mannigfaltiger Abwechslung von Quer- und Längstälern dem Budweiser Becken zueilt, dagegen fehlt der Wollinka und der Blanitz das obere Stück; sie haben aber bereits nahe den Quellen relativ breite Täler und niedrige Pässe führen ins obere Moldautal hinüber; ja von Winterberg führt ein direktes Trockental nach Obermoldau, das auch jetzt von der Eisenbahn benützt wird. Es liegt also hier sehr nahe, anzunehmen, daß das jetzige in nordwest-südöstlicher Richtung verlaufende obere Moldautal jüngeren Ursprungs ist, und daß der Ursprung der Wollinka und Blanitz ehemals auf dem Grenzkamm gelegen ist; es wären so die jetzige Warme und Grasige Moldau als alte Quellflüsse der Wollinka aufzufassen, so daß diese ein ganz ähnliches Quellgebiet wie jetzt noch die Wottawa gehabt hätte. Die Kalte Moldau würde sich ins Blanitztal fortgesetzt haben.

Wir hätten so vier größere Flußsysteme gehabt, die Wottawa, Wollinka, Blanitz und Moldau, welche in normaler Weise vom Grenzkamm zum Budweiser Becken entwässerten; die Quellen der Moldau lagen wahrscheinlich auf dem Plöckenstein-Dreisesselgebirge, von wo sie vielleicht durch die Niederung floß, welche von Schwarzbach gegen Krumau hinüberführt. Für diese ehemals gleichartige Gestaltung der Täler spricht die gleichmäßige Konfiguration der Talstücke östlich der jetzigen großen Moldaustörung, ferner auch die ähnlichen Gefällsverhältnisse, welche mit den jetzigen Flußläufen nicht in Einklang zu bringen sind. Durch die Entstehung des großen tektonischen oberen Moldautales —

über dessen Charakter als Verwerfung erst eine genauere geologische Aufnahme Aufschluß geben kann, — wurde dieses alte, vielleicht schon ausgereifte Flußnetz ebenso wie das auf der südwestlichen Seite des Böhmerwaldes stark verändert. Die Quellgebiete der Wollinka und Blanitz wurde abgeschnitten und nach Südosten ins Moldautal geführt.

Mag auch nochmals betont werden, daß die vorstehend entwickelten Ansichten nur den Charakter einer Theorie haben, welche durch spätere geologische Forschung möglicherweise verändert werden kann, so gibt sie doch für das jetzt so merkwürdig erscheinende Flußnetz des Böhmerwaldes eine ziemlich ungezwungene morphologische Erklärung.

Die Landschaftsformen.

Literatur.

1. G. Andersson: Solifluction, a component of subaërial Denudation. Journ. of Geol. vol. XIV 1906 (Chicago).
2. Fr. Bayberger: Geogr.-geol. Studien aus dem Böhmerwald. Erg.-Heft 81 zu Petermanns geogr. Mitteilungen 1886.
3. A. V. Böhm: Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt Wien 1885.
4. Commenda: Materialien zur Orographie und Geognosie des Mühlviertels. Linz 1884.
5. Erich v. Drygalski: Grönlandexpedition I. Bd. Berlin 1897.
6. Derselbe: Deutsche Südpolarexpedition II. Bd. Heft 4; Philippi: Geol. Beobachtungen auf der Possession-Insel. Berlin 1908.
7. W. Götz: Bayern I. Bd. München 1895.
8. Götzinger: Beiträge zur Entstehung der Höhenrückenformen. Pencks geogr. Abhandlungen 1907.
9. V. Graber: Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. Pet. geogr. Mitt. 45, 1902, S. 121.
10. Gümbel: Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868.
11. Heim: Einiges über die Verwitterungsformen der Berge. Neuj.-Blatt der naturforschenden Gesellschaft in Zürich 1874.
12. Heß: Die Gletscher. Ansbach 1904.
13. v. Hochstetter: Die Höhenverhältnisse des Böhmerwaldes. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1856.
14. Derselbe: Urwälder und Torfmoore des Böhmerwaldes. Desgleichen 1855.
15. Krebs: Die nördlichen Alpen der Enns, Traisen und Mürz. Pencks geogr. Abhandlungen Bd. VIII, 1903.
16. Kutzen: Das Deutsche Reich. II. Aufl. 1908.

17. Lindemann: Mitteilungen über den bayerischen Wald. Deutsche geogr. Blätter VI. und VIII. Bd.
18. Machaček: Nouvelles observations géomorpholigiques sur le massif de la Bohème (Géographie VII. 1908).
19. Kronprinz Rudolf von Österreich: Die österreich-ung. Monarchie in Wort und Bild. (Abt. Böhmen) Wien 1894.
20. Penck: Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894.
21. Penck, Böhm, Rodler: Bericht über eine gemeinsame Exkursion in den Böhmerwald. Zeitschrift der d. geol. Ges. Bd. 49, 1887.
22. Penck, Brückner: Die Alpen im Eiszeitalter. II. Aufl. Leipzig 1909.
23. L. Puffer: Geomorphologische Studien im südlichen Böhmerwald. Mitt. d. k. k. geogr. Ges. Wien 50, 1907, S. 670.
24. Regelmann: Geol. Untersuchungen der Quellgebiete von Acher und Murg im nördl. Schwarzwald 1903. (Inaug.-Diss.).
25. E. Richter: Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. Sitz.-Ber. der k. k. Akademie der Wiss. in Wien 1896.
26. Derselbe: Geomorph. Beobachtungen in den Hochalpen. Erg.-Heft 132. Petermanns geogr. Mitteilungen 1900.
27. F. v. Richthofen: Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886.
28. A. Rothpletz: Das Karwendelgebirge. Zeitschrift des deutsch-öster. Alpenvereins 1888.
29. W. Salomon: Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken und Täler erodieren? Neues Jahrb. für Mineralogie u. s. w. 1900, Bd. II.
30. M. Schmidt: Über Glazialbildungen auf Blatt Freudenstadt. Mitt. der geol. Abt. des kgl. württ. statistischen Landesamtes 1907.
31. K. Schneider: Zur Orographie und Morphologie Böhmens. Prag 1908.
32. A. Sellner: Geomorphol. Probleme aus dem hohen Böhmerwald. Mitt. der k. k. geogr. Ges. in Wien 1906.
33. Derselbe: Geogr. Studien und Beobachtungen aus dem südl. Böhmerwald. Desgleichen 1908.
34. Supan: Physische Erdkunde. 5. Aufl. Leipzig 1908.
35. Fr. Süß: Bau und Bild der bömischen Masse. Wien 1903.
36. P. Wagner: Die Seen des Böhmerwaldes. Wiss. Veröff. des Vereins für Erdkunde. Leipzig 1897.
37. L. Zeithammer: Land und Leute des Böhmerwaldes. Wien 1896.

Haben wir in den vorhergehenden Kapiteln die Faktoren kennen gelernt, welche beim Herausmodellieren der Landschaftsformen beteiligt sind, so sollen nun diese selbst behandelt werden. Auf dem von den endogenen Kräften geschaffenen Untergrund, den wir im geologischen Abschnitt betrachtet haben, entfalten die exogenen Kräfte, vor allem die Atmosphärilien mit ihren Begleit- und Folgeerscheinungen das mannigfaltige Spiel ihrer meist zerstörenden Arbeit; ihrer Betrachtung war der klimatologische und hydrographische Teil gewidmet.

Man könnte nun einwenden, daß ein gewiß nicht unbedeutender Faktor für die Ausgestaltung des Landschaftsbildes fehlt, nämlich die Arbeit der Lebewesen. Gewiß ist der Wald aus manchen Gründen ein nennenswerter Faktor, gewiß bringen die Siedelungen der Menschen mit ihrem Verkehrswesen und überhaupt mit ihrem Kampf gegen die Naturkräfte manchmal einschneidende Veränderungen hervor, aber diese sind doch gering gegenüber der Formenfülle, die aus dem oben genannten Kampf der anorganischen Gewalten hervorgehen.

Gehen wir auf die Frage nach der Einteilung des Stoffes ein, so soll hier eine Zusammenfassung der einzelnen Formen gegeben werden. Schon bei Behandlung der formgebenden Faktoren war oft Gelegenheit gegeben, auf morphologische Verhältnisse hinzuweisen; diese zerstreuten Bemerkungen zusammenzufassen und nach einheitlichem Gesichtspunkt zu betrachten, soll der Zweck des folgenden Hauptabschnittes sein. Daraus ergibt sich als Disposition eine Einteilung des Stoffes in Tal- und Höhenformen, in welche sich auch andere, im Böhmerwald als einem Mittelgebirge stark zurücktretende Landschaftsformen einreihen lassen, wie z. B. die Karseen unter die Talschlüsse u. s. w.

Talformen.

So einfach die Unterscheidung zwischen Tal- und Bergform zu sein scheint, so ist doch die Grenze zwischen ihnen in einem Gebirgsland nicht leicht zu ziehen, denn der Berg beginnt im Talboden, das Tal auf dem Kamm. Doch hat dies für eine Betrachtung der Formen wenig Bedeutung, es muß nur darauf gesehen werden, daß bei Behandlung der Hänge Wiederholungen vermieden werden. Bei der Einzelbetrachtung der Talformen würde es nun naheliegen, eine Gliederung derselben nach der Gesteinsart vorzunehmen; dadurch würden aber Gebilde, die ihrer Entstehung und Form nach zusammengehören, wie z. B. die Karseen, auseinandergerissen werden. Es soll also eine Einteilung nach der Hauptentstehungsart gemacht werden, nämlich in tektonische und Erosionstäler, je nachdem die Talform in dem Gebirgsbau begründet oder hauptsächlich den Kräften des Wassers und Eises seine Entstehung verdankt. Es sind zwar in vielen Fällen beide Erscheinungen beteiligt gewesen, aber es tritt meist nur eine so hervor, daß sie den Charakter der betreffenden Tal-

form bestimmt. Im Anschluß daran sollen dann noch die Störungen in den Tälern betrachtet werden, wie die Talweiterungen, Stufen und Terrassen.

Tektonische Täler.

Sind auch die tektonisch angelegten Täler an Zahl gering, so bestimmen sie doch die Anlage der Flußgebiete, in deren Bereich sie vorkommen, besonders im Regen- und oberen Moldaugebiet. Während bei den Erosionstälern der Fluß (oder der Gletscher) primär wirkt und sich durch seine Arbeit das Tal erst schafft, das dann in direktem Verhältnis zu seiner Größe (und in gewisser Abhängigkeit von der Gesteinsart) steht, ist bei einem tektonischen Tal die Einsenkung das zuerst Vorhandene, und der sich darin entwickelnde Fluß bringt nur Veränderungen hervor, die aber zu der ganzen großen Anlage nur in untergeordnetem Verhältnis stehen. Dieser Unterschied prägt sich in der Landschaft aus und deutet oft schon die Entstehungsart an, auch wenn noch die genaueren geologischen Forschungen ausstehen.

Wir können zwei Arten von tektonischen Tälern unterscheiden, solche, deren Entstehung aufs innigste mit der Aufrichtung des Gebirges zusammenhängt, also Synklinal- und Mono- (oder Iso-)klinaltäler und solche, welche anderen geologischen Störungen (Verwerfungen, Grabenbrüchen u. s. w.) ihr Dasein verdanken.

Synklinal- und Monoklinaltäler: Bei der Auffaltung einer Gebirges ist das Streichen der entstandenen Sättel und Mulden (Antiklinalen und Synklinalen) für die Entwicklung des Flußnetzes ausschlaggebend; in einem normal ausgebildeten Faltengebirge stellen also die Synklinalen die ersten Talanlagen dar, und diese bleiben auch bestehen, wenn im Laufe der Zeit die Quertäler vorherrschend werden und manche alte Längstäler verlassen oder wenigstens zerschnitten werden. Wenn die Falten so nahe aneinandergerückt werden, daß sie sich berühren (monoklinale oder isoklinale Faltung), so werden die durch die parallel um Schichtenstreichen verlaufenden Einsenkungen gebildeten Täler als monoklinal oder isoklinal bezeichnet; solche Täler entstehen aber auch bei einer Reihe schuppenartig neben- und übereinander liegender Überschiebungen oder Überfaltungen mit ausgewalztem

Zwischenschenkel (Schuppenstruktur), ferner bei einem Gebirge, das — wie Gümbel vom bayerisch-böhmischen Wald annimmt — den aufgebogenen Rand einer großen Einsenkung darstellt.

Ob wir es mit synklinalen oder monoklinalen Tälern bei den hier im Böhmerwald in Betracht kommenden zu tun haben, läßt sich noch nicht mit Sicherheit feststellen; nach der bisher geltenden Stratigraphie hätten wir es nur mit letzteren zu tun und es soll deshalb nur von monoklinalen Tälern gesprochen werden, wenn auch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen ist, daß es teilweise synklinale sind. Es ist auch möglich, daß jüngere (tertiäre) Störungen bei den als Monoklinaltäler betrachteten mitgewirkt haben. Da wir aber für diese Annahme bis jetzt keinen zwingenden Grund haben, soll diese Möglichkeit unerörtert bleiben.

Die Täler, welche wir in diese Kategorie stellen wollen, sind die im Gneis und Glimmerschiefergebiet liegenden Talungen des Kaitersbaches, des oberen Weißen Regens (Lamer Winkel) und des oberen Angelbaches, also 3 parallel zueinander verlaufende große Talzüge. Daran reihen sich im Osten noch einige kleinere Täler, die vielleicht in die gleiche Kategorie gehören, aber bereits außerhalb unseres Gebietes liegen. Möglicherweise ist auch das Chambachtal von Tannaberg bis gegen Eschlkam als Monoklinaltal aufzufassen. Dagegen verdanken die oberen Täler der Großen Mühl und Moldau jedenfalls jüngeren Brüchen ihre Entstehung. Bei manchen Talstücken, besonders im Wottawagebiet mag ein synklinaler oder monoklinaler Ursprung vorhanden gewesen sein, aber kräftige Erosion hat die Erkenntnis der Entstehung verwischt.

Betrachten wir die drei zuerst erwähnten Talzüge etwas näher, die wir als Typen tektonischer Täler, die mit der Aufrichtung des Gebirges zusammenhängen, ansehen wollen. Gemeinsam ist ihnen die gerade, zueinander und zum Gebirgsstreichen parallele Richtung. Zwischen ihnen erheben sich ausgeprägte Höhenrücken von 1000—1400 m Höhe, während die Sohlenhöhe sich zwischen 500 und 700 m bewegt (s. Profil 1). Von den Höhen senken sich die Hänge gleichmäßig unter einem Winkel von 12—25° bis zu einer Terrasse herab, welche den alten Talboden darstellt. Dieser nach unten nur wenig zunehmende Gefällswinkel der Hänge gibt einen charakteristischen Unterschied gegenüber einem typischen alten Erosionstal; bei letzterem nimmt das Ge-

fälle beständig zu, so daß oben flache Rücken, unten häufig steile Flußränder auftreten.

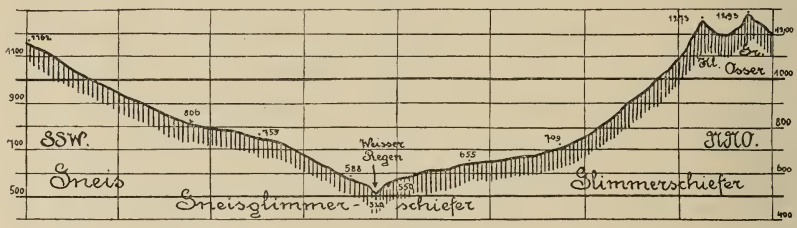
Die Breite der drei Talungen nimmt gegen Nordosten ab und zwar sowohl in der Talsohle, als wie von Gebirgsrücken zu Rücken, letztere relativ stärker, so daß die Steilheit der Hänge umgekehrt wie die Breite zunimmt. Die Wasserscheiden sind gegen Nordosten verschoben, woraus eine größere Steilheit der entgegengesetzten Hänge resultiert. Dies kann von dem größeren Wasserreichtum der Südwestseite kommen, kann aber auch schon in ursprünglichen Verhältnissen begründet sein, indem die Schichten eine ziemlich steile Neigung (meist etwa 60°) gegen Nordosten haben. Dieses Zusammenrücken der Hänge hat beim Angeltal zur Folge, daß die oben erwähnten Terrassen nicht auftreten; durch das Einschneiden des Baches in der ursprünglichen Sohle wurde im Gehänge kein oder doch wenigstens kein bemerkenswerter Knick geschaffen. Dagegen tritt die Terrasse im Lamer Winkel und im Kaiterstal deutlich hervor. Sie stellt, wie schon erwähnt, wahrscheinlich den alten Talboden dar, in den dann erst die Erosion des Wassers die jetzigen Täler eingeschnitten hat. Es besteht aber zwischen den Erosionswirkungen in den beiden Tälern ein großer Unterschied. Im Kaiterstal ist der Bach wenig eingeschnitten und die Terrasse daher zwar deutlich, doch nicht so schön ausgeprägt als im Lamer Winkel. Das kommt von dem geringen Gefälle des Kaiterstales (gegen Kötzting zu), wodurch einerseits eine kräftige Tiefenerosion im Haupttal verhindert wird, während andererseits die zahlreichen kurzen, aber steilen Zuflüsse ihren Schutt in der Sohle ablagern, wo er durch den Hauptbach nicht entfernt werden kann. So erklären sich auch die nassen Wiesen, welche sich durch den größten Teil des Kaiterstales hinziehen.

Dagegen hat sich der Weiße Regen im Lamer Winkel mit ziemlich steilen Ufern im Mittel ungefähr 50—100 m in den alten Talboden eingeschnitten, wodurch eine gut sichtbare Terrasse entstanden ist (s. Profil 1). Ob diese starke Erosion auf eine durch Dislokationen bewirkte Vertiefung des unterhalb Lams gelegenen Talstückes hervorgerufen wurde, mag dahingestellt bleiben. Die Nebenbäche dieser tektonischen Talzüge strömen meist senkrecht zum Haupttal in kurzem raschem Lauf von den Hängen herab (Gehängetälchen). Über die Gesamtentwicklung der Hydro-

graphie in diesen Talungen wurde schon bei Betrachtung des Böhmerwald-Flußnetzes gesprochen.

Für die Besiedelung des Landes haben diese großen Talzüge eine wichtige Bedeutung erlangt, indem sie dem Verkehr und der Ansiedelungsmöglichkeit nur relativ geringe Schwierigkeiten entgegensetzten. So sind auch jetzt das Kaiterstal und der Lamer Winkel verhältnismäßig gut bevölkert und angebaut, der Wald tritt in der Talsohle (auf der Terrasse) fast ganz zurück. Die Ortschaften liegen nicht direkt am Bache, sondern auf der Terrasse, im Kaiterstal wegen der sumpfigen Strecken, im Lamer Winkel wegen der steilen Bachufer.

Profil 1. Längenmaßstab 1 : 50000, Höhenmaßstab 1 : 20000.



Querschnitt durch den Lamer Winkel (oberhalb Lam).

Zusammenfassung: Die Monoklinal-(oder Synklinal)täler des Böhmerwaldes sind eine Reihe nebeneinander liegender breiter Täler, die sich in gerader Linie zwischen ausgeprägten Höhenrücken erstrecken und sich durch ihre Gestalt (relative Gleichmäßigkeit des Gehängeabfalles) und Größe (das Tal steht mit der darin entwickelten Hydrographie in keinem Verhältnis) von reinen Erosionstälern zu unterscheiden.

Bruchtäler: Im Gegensatz zu den vorher erwähnten Monoklinaltälern, welche ihre Verbreitung im Gneis- und Glimmerschiefergebiet des Nordens haben, stehen große, ihrer ganzen Gestaltung nach wohl tektonisch angelegte Talzüge im südlichen Teil des Böhmerwaldes. Diese streichen zwar auch in der Hauptrichtung des Gebirges, aber schon ihre Lage im Granitgebiet (im Moldautal wechselt Granit mit Gneis) zeigt an, daß sie nicht im ursprünglichen Aufbau des Gebirges begründet sind. Für eine spätere Entstehung dieser Täler durch Verwerfung, Grabenbrüche und dergl. spricht dagegen die ganze Gestaltung des

Flußnetzes, wie schon bei der Entstehungsgeschichte der Hydrographie hingewiesen wurde. In den alten Monoklinaltälern hat sich allmählich eine ganz regelmäßige Gefällskurve herausgebildet, in den jetzt zu betrachtenden Tälern zeigen scharfe Gefällsknicke und andere Störungen eine jüngere Zeit der Entstehung an — wie wir gesehen haben, wahrscheinlich in Tertiär. Ein direkter geologischer Beweis für eine solche Entstehungsweise ist noch nicht erbracht worden und ist auch schwer zu erbringen, da infolge der starken Eluvialbedeckung — abgesehen von den Wäldern und Mooren — eine Dislokation schwer nachzuweisen ist. Nur das Moldautal ist auf längere Strecken Scheide zwischen Granit und Gneis, doch ist auch hier die Lagerung nicht genügend aufgeklärt.

Da sich auch bei Betrachtung der morphologischen Verhältnisse kein sicherer Anhaltspunkt für die Art dieser tektonischen Störungen ergibt, sollen sie nach Penck mit dem neutralen Ausdruck Bruchtäler bezeichnet werden, der zwar nicht die Entstehung, aber doch die Art derselben erklären soll, indem die Lage des Tales längs eines Bruches dadurch ausgedrückt wird; unter Bruch kann in unseren Fällen eine Verwerfung, Verschiebung oder auch ein Grabenbruch verstanden werden.

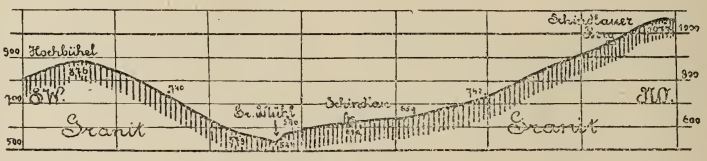
Zu diesen Bruchtälern gehören im Böhmerwald die Täler der Oberen Moldau und der Großen Mühl, zu derselben Gattung müssen wir auch das Donautal von Regensburg bis abwärts Deggendorf zählen, ferner den allerdings sehr problematischen ehemaligen Regenlauf von Roding nach Schwandorf. Dieses große Bruchsystem, zu welchem wohl die eben erwähnten tektonischen Täler gehören, hat wahrscheinlich auch einer Anzahl kleinerer Bäche die Richtung vorgezeichnet, — so gehört jedenfalls ein Stück des Regentales bei Viechtach hierher —, aber große Talzüge sind außer den erwähnten keine mehr vorhanden.

Daß die breiten Talebenen der Chamer- und Neuerner Bucht ebenfalls Brüchen ihre Entstehung verdanken, erscheint möglich; ein zwingender Beweis für diese Annahme liegt nicht vor.

Betrachten wir nun die Gestaltung der beiden großen Bruchtäler des Böhmerwaldes: In der geraden Erstreckung des Talzuges und in dem geringen Gefälle der darin fließenden Gewässer ähneln sie den anderen tektonischen Tälern. Der Unterschied besteht außer dem schon erwähnten Gefällsknick

am Ende des Bruchtals in der verschiedenen Ausgestaltung der Talseiten. Während die großen tektonischen Längstäler von entsprechenden Höhenrücken auf beiden Seiten gebildet werden, durchschneidet der Bruch — mag er nun eine einfache Verwerfung oder einen komplizierten Grabenbruch darstellen —, oft die verschiedensten Formen, so daß nicht nur auf beiden Seiten verschiedenartige Talhänge entstehen, sondern auch in der Längserstreckung des Tales mancherlei Unterschiede in der Form der Gehänge auftreten, die sich mit einer Faltung oder überhaupt einer regelmäßigen Schichtenaufrichtung nicht vereinbaren lassen. So wird das Tal der Großen Mühl von Klafferstraß (an der bayerisch-österreichischen Grenze) bis Aigen im Norden von den Granitrücken des Plöckensteingebirges begleitet, das Gipfelhöhen von 1100—1300 m und Paßhöhen von immer noch 850—900 m Meereshöhe aufweist; der Abfall dieser Höhen zum Fluß wird durch eine Art Terrasse unterbrochen, welche vielleicht die Sohle eines alten Tales oder den Fuß der höheren Granitkuppen darstellt; erst in dieses ebene Stück ist das jetzige Tal mit relativ steilen Rändern (wenigstens steiler als die Neigung der Terrasse) eingesenkt (s. Profil 2).

Profil 2. Längenmaßstab 1 : 50000, Höhenmaßstab 1 : 20000.



Querschnitt durch das Tal der Gr. Mühl (oberhalb Aigen).

Wesentlich anders ist die Gestaltung des südlichen Ufers. Hier erstreckt sich eine niedrigere Hügellandschaft von Granitkuppen, die nur selten Höhen über 800 m aufweist. Von der in einer Meereshöhe von 600—500 m im Granit dahinfließenden Mühl steigt das Gelände ohne Absatz in normaler Mittelgebirgskurve (siehe Penck, Morphologie II. Bd. S. 143), an. Diese verschiedene Gestaltung der beiden Talseiten, zusammen mit der Tatsache, daß sich dieses Talstück in der Fortsetzung des Pfahls befindet, legen die Vermutung nahe, daß wir es hier mit einer Verwerfung zu tun haben, wobei der südliche Flügel abgesunken ist.

Die Talgestaltung hat auch auf die Verteilung der Siedelungen ihre Wirkung ausgeübt. Auf dem Absatz des nördlichen Ufers liegt eine große Anzahl Ortschaften, darunter der Hauptort Aigen, hier ist der Boden gut angebaut und der Wald zurückgedrängt, während sich im eigentlichen Tal nur einige Mühlen und wenige dürftige Wohngebäude befinden. Nur an einer Stelle ist (durch Seitenbäche) eine Verbreiterung darin eingetreten, in der jetzt das große Kloster Schlägl liegt.

Eine etwas andere Gestaltung hat das andere große Bruchtal unseres Gebietes, das der Oberen Moldau. Obwohl hier im allgemeinen die nordwest-südöstl. Richtung eingehalten wird, bestehen doch im einzelnen kleine Abweichungen; die Bruchlinie dieses Tales ist nicht eine gerade Linie, sondern beschreibt flache Bögen, die sich allerdings um eine Gerade wellenförmig gruppieren, welche parallel zum Streichen des Gebirges verläuft. Das Tal verläuft abwechselnd in Granit und in Gneis; letzterer legt sich hier, wo bereits ausgedehnte Granitstöcke vorherrschen, meist um diese herum — wird also augenscheinlich durch sie im Streichen beeinflußt. Der südl. Teil des Tales fällt in den Teil des Gneisgebietes, wo die Schichten nicht mehr in nordwest-südöstl. Richtung, sondern westöstl. bezw. von WSW nach ONO streichen. So kommt es, daß das etwa 50 km lange Tal die Gneisschichten unter ganz verschiedenem Winkel schneidet, was natürlich schon allein eine Erklärung als Synklinal- oder Monoklinaltal ausschließt. Den Talboden können wir direkt als Talebene bezeichnen; er hat eine Breite von 1—2 km bei einer Länge von etwa 50 km von Obermoldau bis Unterwuldau, dabei beträgt der Gefällsunterschied nur 80 m (von 800—720 m Meereshöhe).

Der Fluß selbst fließt in den Filzen, welche nahezu den ganzen Talboden ausfüllen und zwar entwickelt er auf der ganzen Strecke eine sehr verwickelt erscheinende Mëanderbildung. Er stößt auch manchmal an die Talhänge und schneidet hier das Eluvium an und zwar abwechselnd auf beiden Seiten. Eine Verschiebung des Flußlaufes entsprechend dem Baerschen Gesetz — also ein Abdrängen gegen das südwestl. Ufer — konnte nicht konstatiert werden.

Daß auch die Moore ihre Entstehung einem Wasserstau in dem mit so geringem Gefälle ausgestatteten Tale verdanken, ist

wohl sicher. So legt auch die Gestaltung des Talbodens die Ansicht nahe, daß wir es mit einem relativ jungen Bruchtal zu tun haben.

Die Hänge dieses großen Talzuges sind sehr wechselnd. Am nordöstl. (linken) Ufer erhebt sich zwischen Obermoldau und Wallern die bis über 1300 m hohe Gebirgsgruppe des Kubany, die mit relativ steilen Hängen gegen das Moldautal abfällt. Dann folgt gegen Südosten bei Wallern eine Einsenkung, welche das Moldautal mit der Blanitz verbindet (siehe Entstehung des Flußnetzes). Weiterhin begrenzen die Granitkuppen des Christianberger Reviers und des Spitzwaldes (1216 m) das Tal und fallen mit wechselndem, meist ziemlich schwachem Gefälle gegen die Moldau zu ab. Das niedrige Hügelland, das mit Höhen von 800—900 m zwischen Schwarzbach und Friedberg das Moldautal begleitet, hat schon öfters zu der Theorie Veranlassung gegeben, daß früher die Moldau hier direkt nach Nordosten strömte, also ungefähr entlang der Gneisschichten, während sie diese jetzt fast senkrecht durchschneidet. Die Zuflüsse auf dieser nordöstl. Seite gehören trotz ihrer Kürze selten — wie in den Monoklinaltälern und teilweise im Mühltal —, zu den Gehängetälchen, sondern haben, entsprechend der vielfach wechselnden Konfiguration des Geländes verschiedenartige Laufrichtung und Ufergestaltung.

Die südwestl. Talseite wird von Granitkuppen gebildet, deren Höhe 900—1050 m beträgt, welche häufig mit relativ steilem Gefälle (beim Hochwald 20°) zur Sohle abfallen. Zwischen Pargfried und Oberplan begleitet der Granitrücken des Plöckensteinkamms das Moldautal, dann schieben sich niedrige Gneisrücken (Ochsenberg 833 m aus Gneis und Granit bestehend) zwischen das Tal und den erwähnten Plöckensteinkamm.

Die Zuflüsse auf der rechten (südwestl.) Seite sind gegenüber denen der linken Seite länger (Grasige Moldau 14 km, Kalte Moldau 21 km); entsprechend der niedrigen Hügellandschaft, welche sie durchströmen, haben sie ein schwaches Gefälle und breite Täler mit sanften Hängen.

Entsprechend der Talgestaltung verteilen sich auch die Siedelungen. Der moorige Talgrund trägt weder Wohngebäude noch Straßen. Die Orte liegen auf den Hängen und zwar meist auf der Nordostseite, wo das Gelände (mit Ausnahme des Kubanygebietes) einen sanfteren Abfall zum Fluß hat als auf der Süd-

westseite. Es ergibt sich so ein landschaftlich besonders zwischen Wallern und Oberplan ausgeprägter Gegensatz zwischen den relativ steilen bewaldeten Hängen der rechten und den gut angebauten und besiedelten flachen Geländestrecken der linken Talseite.

Zusammenfassung: Die Bruchtäler des Böhmerwaldes sind an ein in nordwest-südöstl. Richtung streichendes (wahrscheinlich tertiäres) Störungssystem geknüpft, und zeichnen sich durch ihre gerade Erstreckung und Größe aus, ferner durch den Gefällsknick der Flüsse am Ende dieses tektonischen Tales und durch die Ungleichartigkeit der Hänge, indem durch den Bruch die verschiedensten Formen durchschnitten worden sind.

Erosionstäler.

Dieser geringen Anzahl von Tälern, welche durch Bewegungen der Erdrinde geschaffen wurden, steht die große Menge der Erosionstäler gegenüber, welche entweder ausschließlich den Wirkungen des Wassers oder Eises ihr Dasein verdanken, oder doch von diesen Kräften in ihre jetzige Form gebracht wurden. Bei der Einteilung des Stoffes soll so verfahren werden, daß der ganze Flußlauf in einzelne Teile zerlegt wird, zunächst ohne Rücksicht auf die Richtung zum Streichen der Schichten. Es sollen also zuerst die Talschlüsse, dann die Gehängetälchen bezw. Quelltäler und schließlich die Erosionshaupttäler behandelt werden.

Talschlüsse: Wenn wir ein Flußtal aufwärts wandern, so kommen wir entweder an einen Talschluß, d. h. die Hänge vereinigen sich zu einem ungefähr gleich hohen Hintergehänge (Definition nach Penck, Morphol. II. Bd. S. 60) oder es tritt diese Verschmelzung nicht ein, sondern die Hänge setzen sich direkt in ein Tal fort, dessen Gefälle in entgegengesetzter Richtung verläuft. In letzterem Falle haben wir es mit einer Talwasserscheide zu tun. Dieser Fall tritt im Böhmerwald öfters ein. Wir können dabei 2 Arten der Entstehung annehmen. Einmal entsteht eine solche Talwasserscheide, wenn durch rückwärts einschneidende Erosion sich ein Tal auf Kosten eines auf dem entgegengesetzten Hange liegenden vergrößert; doch muß hierbei bereits ein sehr weit vorgeschrittener Zustand erreicht sein, wenn

von einer ausgesprochenen Talwasserscheide die Rede sein kann. Diese Art treffen wir im Böhmerwald im Gebiete des Chambaches, bezw. der Rubřina und Angel, wo entweder die Abtragung schon so weit fortgeschritten ist, oder überhaupt von jeher niedrigere Höhen bestanden. Hier führen eine Anzahl Tälchen von einem Flußgebiete ins andere. Auch bei Philippsreut und Bischofsreut bestehen einige Verbindungstäler zwischen den Zuflüssen der Ilz und Moldau.

Eine andere Art von Talwasserscheiden verdankt jüngeren tektonischen Störungen ihre Entstehung. Wenn durch irgendwelche geologischen Veränderungen ein Tal in mehrere Stücke zerlegt wird, so bleibt dazwischen eine Talwasserscheide bestehen. Dies ist im Böhmerwald der Fall bei den kleinen Erosionstälchen im großen tektonischen Kaiterstal, wahrscheinlich auch bei den Verbindungstälern (Trockentälern), welche vom Regengebiet zu einigen kleinen Zuflüssen der Donau vom Südhange des Bayerischen Waldes hinüberführen, ferner bei denen, welche das obere Moldautal mit dem Wollinka- und Blanitzgebiet verbinden.

Bei den eigentlichen Talschlüssen können wir 2 Arten unterscheiden, je nachdem sie ihre Ausgestaltung den Wirkungen des Eises oder des Wassers verdanken.

Glaziale Talschlüsse: wurden bisher im allgemeinen andere Teile der Morphologie des Böhmerwaldes nur selten behandelt, so ist die Frage nach den Spuren einer Vereisung eingehender erörtert worden. Nachdem man in anderen deutschen Mittelgebirgen (Vogesen, Schwarzwald, Riesengebirge) sichere Zeichen einer Gletscherarbeit, besonders Karseen mit Moränen, nachgewiesen hatte, nimmt es nicht wunder, daß man diese ähnlichen Gebilde im Böhmerwald auch auf Eiswirkung zurückzuführen versuchte. Einen Wahrscheinlichkeitsbeweis kann man schon aus der Vergleichung der Schneegrenzen in anderen Mittelgebirgen bekommen; darauf sind wir schon bei der Betrachtung der geologischen Verhältnisse zurückgekommen. Ebenso wurde dort der Versuch Baybergers erwähnt, eine große Vergletscherung des ganzen Böhmerwaldes zu konstruieren.

Eine eingehende Untersuchung haben dann die Seen des Böhmerwaldes und ihr Entstehungsproblem durch P. Wagner

erfahren (siehe Lit.-Verz.), dessen Ausführungen nur wenig hinzuzufügen ist. Die 8 Seen (siehe Tabelle) liegen teils gruppenweise, teils einzeln in Nischen an den Hängen der größeren Erhebungen: um die Seewand im Künischen Gebirge gruppieren sich der Schwarze (oder Bistritzer) See und der Teufelssee; zu beiden Seiten des Großen Arbers liegen der Kleine und der Große Arbersee; in den Nordhang des Lakkaberges ist der Lakkasee, in den des Mittagsbergers der Stubenbacher See eingesenkt; in einer Mulde östl. des Rachels liegt der Rachelsee, nordöstl. des Plöckensteins der Plöckensteinsee.

See	Meereshöhe m	Höhe der Seewand m	Maximaltiefe m	Sohlenhöhe m	Areal ha	Areal des Einzugsgebietes ha	Exposition des Kares	Gestein
Schwarzer See	1008	1343	40	968	18,4	125	O	Glimmerschiefer
Teufelsee	1030	1343	36	994	9,7	105	O	Glimmerschiefer
Gr. Arbersee	934	1345	15	919	4,3	220	O	Gneis
Kl. Arbersee	925	1391	6?	920	2,5	180?	N	Gneis
Lakkasee	1096	1346	4	1092	2,5	130	NO	Gneisglimmersch. u. Granit
Stubenbacher See	1079	1314	15	1064	3,6	50	O	Glimmerschiefer u. Granit
Rachelsee	1050	1300 (1446)	13,5	1036	3,7	151 (60)	SO	Gneis
Plöckensteinsee	1090	1378	18,5	1071	6,1	64	NO	Granit

Die Seen liegen in verschiedenem Gestein: der schwarze und der Teufelsee im Glimmerschiefer, der Stubenbachersee im Glimmerschiefer und Granit, der Lakkasee im Gneisglimmerschiefer und Granit, der Arbersee und der Rachelsee im Gneis, der Plöckensteinsee im Granit. Aber trotz dieses verschiedenen Gesteinscharakters zeigen die Seen eine nahezu völlig übereinstimmende Gestaltung. Wohl sind im Glimmerschiefergebiet die tiefsten Becken, auch fehlen hier senkrechte Wände fast völlig, aber dies ist gegenüber der sonst gleichen Form von untergeordneter Bedeutung; es ist ja ganz erklärlich, daß im Glimmerschiefer, der ja auch die steilsten Formen zeigt, die tieferen Einsenkungen liegen, und ebenso, daß der Granit mit seiner Klüftungsart mehr zu senkrechten Wänden neigt als der Glimmerschiefer.

Die Seen liegen in relativ kleinen muldenförmigen Ver-

tiefungen, welche in den Hang der Berge eingesenkt sind. Die reinste Nischenform zeigt wohl der Plöckensteinsee; in normaler Mittelgebirgskurve fällt hier das Gehänge des Plöckensteinkamms gegen NNO (zum Moldautal) ab; unbedeutende Rinnsale sind meist nicht sehr tief eingegraben; nur an einer Stelle — nordöstl. des Plöckensteins — ist dieser so gleichmäßige Hang durch eine unvermittelt eingeschnittene regelmäßige Nische unterbrochen. Eine steile Rückwand schließt dieses kleine Becken nach rückwärts ab (s. Abb. 5). Diese „Seewand", welche keinem der Böhmerwaldseen fehlt, — ebenso wie sie den typischen Karseen anderer Gebirge eigentümlich ist — bietet ein Bild starker Zerstörung; es ist ein großer Unterschied zwischen den hoch mit Eluvium und Gehängeschutt bedeckten Abhängen, welche sonst für den Böhmerwald charakteristisch sind und in welchen zahlreiche, aber immer bereits stark zersetzte kleine und große Blöcke liegen, und den kahlen, frisch erscheinenden Wänden und Gesteinstrümmern dieser Seerückwand. Man sieht, daß hier eine starke mechanische Zerstörung gearbeitet hat — wie sie z. B. schroffer Temperaturwechsel, Spaltenfrost und dergl. schafft, verbunden mit der Möglichkeit, daß das zersprengte Material fortgeschafft und so neue Ansatzflächen für die Verwitterung geschaffen werden, — während man sonst im Böhmerwald einer tiefgehenden chemischen Zersetzung, neben der natürlich auch mechanische Verwitterung mithilft, den größeren Einfluß bei der Verwitterung der Gesteine zuschreiben muß.

Begünstigt wird im Granit- und Gneisgebiet die Bildung senkrechter Wände durch die eigentümliche Klüftung dieser Gesteine. Doch ist die Seewand nicht ein einheitlich ansteigender Hang, sondern es wechseln senkrechte oder doch sehr steile Stellen mit solchen von geringerem Gefälle. Die Gesamtneigung der Rückwand — ohne Rücksicht auf die Einzelunterschiede — schwankt etwa zwischen 25 und 35°, während die Hänge neben den Becken nur Neigungen von selten über 10° haben.

Ein treffliches Beispiel für die große Zerstörung der Rückwand bietet der große Arbersee, bei welchem sie auch leicht zugänglich ist. Kolossale Felsen sind hier abgesprengt und, wo nicht Moose und Flechten alles bedecken, zeigt das frische Gestein, daß diese Zerstörung in nicht allzu ferner geologischer Vergangenheit vor sich gegangen ist. Weniger steil sind die

Seitenwände, obgleich ihre Neigung meist größer ist als die des allgemeinen Abfalles des Berges; die Neigung der Seitenwände nimmt von der Rückwand aus im allgemeinen gegen vorne an Steilheit ab. Auch bei den Seitenwänden kommt noch häufige Ausbildung steiler und senkrechter Wände vor, wie besonders gut am westlichen Ufer des kleinen Arbersees zu sehen ist. Nach vorne (und außen) ist das Becken, bezw. der See durch einen Blockwall abgeschlossen, der vom Abfluß durchbrochen ist. Dann senkt sich das Abflußtälchen gewöhnlich mit ziemlich steilem Gefälle (75—100‰ und mehr) bis zur Sohle des Haupttales.

Ein interessantes und wegen der Frage nach der Entstehung des Beckens wichtiges Stück ist der eben erwähnte Blockwall. Leider ist er nirgends mehr in seiner ursprünglichen Gestalt erhalten, sondern hat durch künstliche Schutzbauten und Stauwehre Umänderungen erfahren. So ist ein genaues Studium desselben meist sehr schwierig; dazu kommt, daß es infolge der dichten Bewaldung nicht möglich ist, eine etwaige Fortsetzung des Walles auf die Seitenhänge hinauf zu verfolgen; man kann wohl hier ein kurzes Stück eine Art Wall konstatieren, doch über seine Struktur läßt sich nichts sagen.

Der eigentliche, den See abschließende Blockwall hebt sich beim Kleinen Arbersee, beim Teufel-, Lakka- und Stubenbachersee als deutlich abgegrenzter Damm ab, bei den übrigen ist diese Form nicht so scharf ausgesprochen. Leider haben wir über die Tiefe des Walles keine Aufschlüsse, so daß wir bis jetzt nicht sagen können, ob die Seen nur einfache Abdämmungsseen darstellen oder ob sie in das anstehende Gestein eingetiefte Becken ausfüllen. Bei den Einschnitten, die zwecks Tieferlegung des Seespiegels gegraben wurden, ist anstehendes Gestein nicht getroffen worden. Bei Lotungen oder Grabungen, bei teilweise ausgelassenem Wasser ist es wohl nur schwer möglich, durch die tiefe Schicht von Schlamm und organischen Zersetzungsprodukten hindurchzukommen.

Beim Lakka- und Kleinen Arbersee, die jetzt nur Maximaltiefen von 4—6 m haben, wäre es ja möglich, daß nur ein Blockwall die Seen abdämmt, aber auch hier war die Tiefe jedenfalls bedeutend größer; denn die Ausfüllung ist eine starke und läßt sich — sofern ältere Angaben einigermaßen genau sind — auch seit dem letzten Jahrhundert verfolgen. Aber bei Seen, wie

beim Schwarzen und Teufelssee, welche Maximaltiefen von 36 und 40 m haben, ist es schwer, sich so hohe Abdämmungswälle zu denken. Auf den etwaigen Moränencharakter dieser Blockwälle werden wir sogleich zurückkommen.

Die Beckenform erscheint nach den Lotungen, von Bayberger und Wagner[1]) sehr ungleichmäßig. Regelmäßige Beckenform haben der Teufelssee und der Stubenbachersee, ähnlich ist es beim Rachelsee; die Maximaltiefe des Schwarzen Sees liegt ganz nahe der Seewand, die des Plöckensteinsees dagegen in der Nähe des Ausflusses. Die anderen Seen erscheinen mehr als langgestreckte Wannen, beim Großen Arbersee ist in der Mitte eine Schwelle, die den Seegrund in 2 Becken teilt. Doch ist es schwer zu entscheiden, ob auch die erlotete Beckenform den ursprünglichen Verhältnissen entspricht, oder ob nicht einmündende Bäche manche Veränderungen geschaffen haben.

Um auf die Frage nach der Entstehung der Seen eingehen zu können, müssen wir noch sehen, ob Glazialspuren zu finden sind. Moränen, Rundhöcker, Erratica, Schliffe und Schrammen sind als Zeichen einer Vereisung aufzusuchen. Aber der Böhmerwald erschwert durch manche Umstände eine solche Arbeit: vor allem ist es auch hier wieder die dichte Bewachsung und der Mangel an Aufschlüssen, welcher erschwerend wirkt, dazu kommt, daß die Verwitterung hier leicht rundliche Formen schafft; ortsfremde Gesteine nachzuweisen, wird durch den gleichförmigen Gesteinscharakter fast unmöglich gemacht; schließlich halten sich Schliffe und Schrammen auf Granit und kristallinen Schiefern nur schwer. Haben nun auch die meisten Blockwälle der Böhmerwaldseen eine moränenartige Gestalt, so läßt sich doch nur am Teufelsee und am Kleinen Arbersee ein Beweis dafür finden. Am Teufelsee findet man (in einem Aufschluß nahe dem Ausfluß) auffällig viel frisches Gesteinsmaterial, das sich gut von den Steinen des Eluviums unterscheidet, die stark zersetzt sind und sich meist auch schalenförmig abblättern lassen. Eine Zusammentragung durch fließendes Wasser ist an der Stelle nicht

[1]) Die Lotungen beider Forscher weichen oft voneinander ab, ebenso ihre Umrißzeichnungen; so ist in Baybergers Profil vom Großen Arbersee keine Schwelle eingezeichnet. Ob sich innerhalb der Zeit, welche zwischen den beiden Arbeiten vergangen ist (13 Jahre) solche Veränderungen durch Aufschüttungen ergeben haben, erscheint sehr unwahrscheinlich. Im folgenden soll sich an Wagner gehalten werden.

möglich, auch kann man dieses Wallgebilde nicht als Bergsturz deuten, was ja für sämtliche Blockwälle schon von Gegnern einer Gletscherbedeckung behauptet wurde. Noch weniger kann dies beim Kleinen Arbersee der Fall sein, wo (wenigstens) 2 bogenförmige Wälle den Ausgang des Beckens umformen. Ein trefflicher Aufschluß zeigt an, daß es sich um Moränen handelt; abgesehen von der Frischheit des Materials sollen dort auch gekritzte Geschiebe gefunden worden sein; eingelagerte geschichtete Sandschmitzen sprechen gegen eine Bergsturztheorie und für eine glaziale bezw. fluvioglaziale Enstehung. Eine Anhäufung durch fließendes Wasser schließt die ganze Struktur des Walles und seine Lage völlig aus. Schon von Partsch wurde die Umgebung des Kleinen Arbersee als bester Beweis für die einstige Vergletscherung des Gebietes angesehen.

Mehrere merkwürdig abgeschliffen erscheinende Glimmerschieferblöcke und rundhöckerartige Formen finden sich am Teufelsee, einen besseren Beweis für Eiswirkung aber scheinen mir die großen, an einigen Seiten abgehobelt erscheinenden Blöcke, im und am Kleinen Arbersee zu sein. Das Gestein ist hier Gneis, der von zahlreichen großen Quarzgängen durchzogen ist; bei verwitterten Gesteinen stehen nun diese widerstandsfähigen Quarze als scharfe Erhöhungen aus dem übrigen Gestein heraus. Nun findet man an zahlreichen großen Blöcken, die wohl zum Transport zu schwer waren, die Oberfläche und die Stoßseite, manchmal auch die parallelen Flächen (Seiten) abgeschliffen, indem die Quarzader mit der anderen Gesteinsmasse in einer Ebene liegen; auch sind diese Flächen frischer, was man leicht erkennt, wenn man die sie meist bedeckenden Moose und Flechten wegräumt. Daß es sich hierbei nicht um frisch von der Wand gebrochene Stücke handelt, ersieht man daraus, daß von der Eisrichtung abgewandte Flächen keine Bearbeitung zeigen. Auch zeigt ein geringer Grad von Zersetzung auf allen Seiten, daß die Blöcke nicht erst in jüngster Zeit von den Hängen herabgestürzt sind. Geglättete und gekritzte Geschiebe wurden von mehreren Forschern (Partsch, Bayberger, Wagner) sicher nachgewiesen, ich konnte trotz eifrigen Suchens nur einige sehr zweifelhafte Stücke finden.

Interessant ist die Höhenlage der Seen; sie schwankt nur innerhalb eines 168 m breiten Gürtels (925—1093 m Meereshöhe); merkwürdig ist die Tatsache, daß Seen, welche im gleichen

Gebirgsstock liegen, nahezu gleiches Niveau haben. So besteht zwischen den beiden Arberseen 9 m Differenz, zwischen Schwarzen und Teufelssee 22 m, zwischen Lakka- und Stubenbachersee 17 m (nach Wagner).

Die Färbung der Seen entspricht derjenigen aller Böhmerwaldsgewässer; sie hat einen bräunlichen Ton.

Bei der Frage nach der Enstehung der Böhmerwaldsseen liegt es wohl nahe, eine einheitliche Entstehungsursache anzunehmen; nicht in dem Sinn, als ob der Anfang für die Bildung eines Beckens überall gleich gewesen wäre, sondern dies ist so aufzufassen, daß die schließliche Ausgestaltung, welche doch so gleichartige Formen geschaffen hat, auch einem gleichen Faktor zuzuschreiben ist. — Über die Bildung (Ausgestaltung) dieser Karseen besteht eine ziemlich große Literatur; auf die verschiedenen Theorien geht Wagner ausführlich ein, so daß hier eine kurze Übersicht genügen dürfte. Wagner teilt die Erklärungsversuche in 5 Kategorien, welche sich gründen auf:

1. tektonische Vorgänge,
2. petrographische Verschiedenheit der Gesteine,
3. mechanische Tätigkeit des Wassers,
4. Gletscherwirkung,
5. hydrochemische und mechanische Verwitterung.

1. Für eine rein tektonische Entstehung traten Hochstetter und Gümbel ein; sie sahen die Becken als durch Bergstürze entstandene Nischen an; doch muß bemerkt werden, daß beide dem Seenphänomen im Böhmerwald keine eingehende Betrachtung gewidmet haben. Für rein tektonische Entstehung nach Forschungen in anderen Gebirgen traten auch eine Anzahl anderer Gelehrter, besonders Geologen ein. Jedenfalls ist oft für den Beginn einer Karbildung eine Dislokation ausschlaggebend gewesen, aber gegen eine rein tektonische Erklärung spricht schon die Übereinstimmung der landschaftlichen Form, dann berücksichtigt dieser Erklärungsversuch auch nicht die Lage der Kare innerhalb eines eng begrenzten Viertels. Es wäre überhaupt eine merkwürdige Erscheinung, wenn jedesmal am Ausgang des Beckens sich die Trümmer eines Bergsturzes zu einem so regelmäßigen Wall aufgetürmt hätten.

2. Von Prof. Rothpletz wird (nach seinen Karwendelforschungen) angeführt, daß die Form des Kars oft durch leichtere

Verwitterung von weichen Schichten bestimmt wird, die in härtere (Kalkmassen) eingeklemmt sind. Diese Erklärung läßt sich auf Böhmerwaldseen nicht anwenden, da ein solcher Fall der Einklemmung weicherer in härteren Schichten nicht bekannt ist. Die Art des Gesteins hat wohl auf die Verbreitung der Kare einen Einfluß — wie eine Anzahl Forscher nachgewiesen haben — (Penck, Richter, Sauer, u. a.)[1]), auf die Entstehung hat sie wenigstens im Böhmerwald keine merkliche Einwirkung, wie man aus der ähnlichen Gestaltung im Glimmerschiefer, Gneis und Granit ersieht. Auf kleine, durch petrographische Verschiedenheit hervorgerufene Formunterschiede wurde schon oben hingewiesen.

3. Gegen eine Entstehung durch fließendes Wasser, welche von älteren Autoren (Forchhammer, Bonney) behauptet wurde, wendet sich besonders Richter. Er führt aus, daß Wasser linear wirkt und keinen ebenen Boden schafft; ebenso läßt sich hierdurch die Entstehung einer Rückwand nicht erklären, die vielmehr durch das Wasser in einzelne Rinnen zerschnitten wird. Außerdem fehlt es so nahe am Kamm an dem nötigen Wasser, wenigstens in konzentrierten Mengen.

4. Für eine Gletscherarbeit treten eine große Anzahl Forscher ein, so Brückner, Helland, Partsch, Penck, Regelmann, Ferdinand von Richthofen, Sauer, Steinmann u. a. Es wären also die Seebecken die Ergebnisse der aushobelnden Tätigkeit des Eises, der Blockwall stellt die Endmoräne (Stirnmoräne) dar, welche nach dem Rückzug des kleinen Gehängegletschers oder Firnlappens, der hier einst eingelagert war, als Damm liegen blieb. Bei diesem Erklärungsversuch müßte auch das Becken in den festen Fels eingetieft sein, was — wie wir gesehen haben — bisher noch nicht nachgewiesen werden konnte. Aber auch abgesehen davon können gegen eine solche Theorie manche Einwände gemacht werden. So führt Richter aus, daß die kleinen Firnlappen (oder auch Gehängegletscher) zu schwach für solche Wirkungen seien, daß ferner der Schnee den Boden eher vor Verwitterung schütze als ihn zerstöre; auch lassen sich die senkrechten oder sehr steilen Wände nicht mit einer Aushobelung in Verbindung

[1]) Von Partsch wird die Abhängigkeit der Karverbreitung vom Gestein bestritten.

bringen. Schließlich wäre es merkwürdig, daß das Eis an einer Stelle gar nicht an einer anderen so stark gearbeitet hat, ohne daß ein Anlaß vorhanden gewesen wäre.

Doch nehmen auch Glazialtheoretiker, wie Böhm, Löwl, Partsch und Penck keine so schroffe Stellung ein, als ob einzig und allein das Eis die Beckenform geschaffen habe; sie nehmen schon vorhandene Hohlformen an, die dann erst durch die aushobelnde Tätigkeit der Gletscher in ihre jetzige untereinander so übereinstimmende Form gebracht worden sind. Auf eine schleifende Wirkung des Eises lassen sich jedenfalls die geglätteten Felsen am Teufelssee und die abgeschliffen erscheinenden Flächen der quarzreichen Gneistrümmer im Gebiet des Kleinen Arbersees zurückführen. Ob man aber eine so kräftige Aushöhlungsarbeit der doch gewiß kleinen Gletscher oder Firnlappen — noch dazu so nahe am Kamm —, wie manche Forscher wollen, annehmen darf, erscheint doch etwas fraglich.

5. Die relativ große Tiefe mancher Kare und die Steilheit der Rückwand macht allen Erklärungen, welche der Auskolkung die Hauptwirkung zuschreiben wollen, die meisten Schwierigkeiten; man suchte also nach Kräften, die in vertikaler Richtung zerstörend wirkten. Nach den Untersuchungen und Experimenten Blümkes und Finsterwalders, deren Ergebnisse Salomon (siehe Lit.-Verz.) zusammenfaßt, und zu seiner Theorie verwendet, wird durch die infolge von Unebenheiten bestehenden, wechselnden Druckverhältnisse ein abwechselndes Tauen und Wiedergefrieren hervorgerufen; so übt der Gletscher — außer seiner abschleifenden Tätigkeit — auch einen zersprengenden Einfluß auf den Untergrund aus.

Von Richter wurde dann für die Erklärung der Karentstehung die mechanische Verwitterung in den Vordergrund gestellt. Eine anfängliche Hohlform, eine Ausbruchsnische, ein Quelltrichter oder ähnliches muß gegeben sein. Nun wirkt gerade in der Nähe der Firngrenze, wo die Kare liegen, die Verwitterung durch schroffen Temperaturwechsel besonders intensiv; es ist also auch hier Gelegenheit für Entstehung einer Ausbruchsnische besonders gut gegeben, wozu noch die Neigung mancher Gesteine zu natürlichen Höhlungen kommt. In diese Hohlform kann sich nun ein Schneefeld, oder später ein kleiner Gletscher einlagern; durch Verwittern der über und neben dem Eis befindlichen Wände wird

ein allmähliches Zurückrücken derselben bewirkt und so der Hohlraum vergrößert. Der herabfallende Schutt wird vom Gletscher am Ende zu einem Wall aufgehäuft.

In hauptsächlicher Anlehnung an Richter entwickelt Wagner seine Ansicht von der Entstehung der Böhmerwaldseen. Während der Glazialperiode lag im Böhmerwald zwischen der oberen Grenze der Vegetation und dem Gebiete des diluvialen Firns eine Zwischenregion mit spärlichem Pflanzenwuchs und kahlen Felsen, eine Zone, preisgegeben einer intensiven Zerstörung. In den Erosionsrinnen entsteht an der Vegetationsgrenze ein Gefällsknick, in dem oberhalb derselben ein flacherer Talboden sich bildet. An der Vereinigungsstelle zweier oder mehrerer Quellbäche entsteht eine kesselartige Weitung. Dazu kommt, daß sich durch den schroffen Temperaturwechsel in der erwähnten Zone (Insolation bei Tag, Fröste bei Nacht) leicht kleine Nischen durch Verwitterung herauslösen können; besonders mag letzterer bei den durch tektonische Spannungserscheinungen entstandenen Klüften der Fall sein.

Betrachten wir die Böhmerwaldseen in bezug auf den Beginn ihrer Entstehung, so scheint beim Schwarzen See, beim Lakka-, Stubenbacher- und Plöckensteinsee ein Anlaß tektonischer Art gegeben gewesen zu sein. Beim Schwarzen See sind zahlreiche Verwerfungsklüfte nachgewiesen, beim Plöckensteinsee weist Hochstetter auf eine Kluft hin; der Lakka- und Stubenbachersee liegen am Kontakt von Granit zu Gneisglimmerschiefer bezw. Glimmerschiefer, was vielleicht auch Klüfte zur Folge hatte. Dagegen fehlt uns eine solche Annahme bei den übrigen Seen; beim Teufels- und Großen Arbersee treffen jetzt 2 Bäche unter fast rechtem Winkel aufeinander, es kann also ein Quelltrichter der Anlaß zu einer Schneeansammlung gewesen sein; ähnliche Verhältnisse treffen wir am Rachelsee. Schwierig ist für den Kleinen Arbersee eine Erklärung zu finden (vielleicht auch ein Quelltrichter?)

In diesen, an der Schneegrenze erzeugten kleineren oder größeren Nischen sammelt sich nun der Schnee, was Wagner als in folgenden Ursachen begründet darstellt:

1. in einem kälteren Lokalklima;

2. in geringer Besonnung; also bei nördlicher oder nordöstlicher Exposition;

3. im Windschatten, der für die mitteleuropäischen Gebirge im Nordosten liegt.

Ob wirklich die Exposition im Böhmerwald einen Einfluß hat, möchte ich dahingestellt lassen. Der nach Südosten (eigentlich SSE) geöffnete Rachelsee (1050 m) liegt sogar etwas niedriger als die nahegelegenen Lakka- und Stubenbachersee (1096 bezw. 1079 m), die nach Norden bezw. Nordosten exponiert sind. Aber die Südwestseite des Gebirges ist die niederschlagsreichere und dies mag die Ungunst einer stärkeren Besonnung aufheben. Es hängt nun weiter lediglich von der Größe der Ablagerung ab, ob es sich um einen Firnlappen oder einen kleinen Gletscher handelt. Immerhin sind unsere Becken schon groß genug, um letzteres annehmen zu können.

Wagner führt nun 5 Tätigkeiten des Eises an, durch welche die weitere Ausarbeitung des Kares vor sich geht:

1. Der Gletscher (oder Firn) schützt das Becken vor weiterer Ausfüllung mit Schutt, konserviert es also.

2. Er bildet eine Fallbahn, über die das abbrechende Gestein abgleitet und sich am Ende als Moräne aufdämmt. Dazu mag noch eine direkte Transportierung durch den Gletscher gestellt werden.

3. Er räumt mit seiner Basis den Schutt, der anfänglich den Nischenboden bedeckte, aus. Geschieht dies in einem Trichterzirkus, so wird dessen Klamm dabei verstopft, das seitlich derselben gelegene, höhere Felsgehänge maskiert und hierdurch nach Schwinden des Eises die Aufstauung besonders tiefer Seen bewirkt.

4. Das Eis schleift mit Hilfe des eingefrorenen Gesteinsmaterials den Grund ab und trägt zur Rundung der Beckenform bei.

5. Auch durch Tauen und Wiedergefrieren des Eises am Untergrund des Gletschers mag neuer Schutt gebildet und dann wieder entfernt werden.

Auf die angegebene Weise läßt sich die Übereinstimmung der Karform, die in der Ausgestaltung durch die gleichen Kräfte begründet ist, erklären, aber auch die Verschiedenheiten, die in einem verschiedenen Anfangsstadium liegen, finden eine ungezwungene Deutung. Wohl mag auch die von Wagner aufgestellte Entstehungstheorie noch manche Änderung beim Fort-

schreiten der Forschungen erfahren, aber eine völlige Ablehnung einer Mitwirkung des Eises bei der Entstehung der Böhmerwaldkare kann wohl kaum mehr als begründet aufrecht erhalten werden. Die höheren Gipfel unseres Gebirges haben in der diluvialen Eiszeit eine Schneedecke getragen, von der aus wie Exklaven Firnlappen oder kleine Gletscher in vorgezeichnete Hohlformen hineinreichten, diese vergrößern und ausgestalten.

Fassen wir zum Schluß noch einmal die Resultate über die Frage der Entstehung zusammen, so dünkt mir wichtig die Trennung der Anlage beliebiger Hohlformen von der Ausgestaltung zu übereinstimmenden Karbecken. Die ursprüngliche Anlage kann durch verschiedene Ereignisse geschehen sein, wie z. B. Ausbrechen einer Nische, Bildung eines Quelltrichters u. s. w.; das zweite Stadium ist dann die Ausarbeitung durch das Eis mit seinen oben erwähnten Wirkungen, wobei aber doch wohl die von Wagner etwas wenig bewertete abschleifende bezw. auskolkende Arbeit nicht zu gering veranschlagt werden darf, wenn auch wohl zugegeben werden muß, daß die Wandverwitterung über dem Gletscher und dessen Transporttätigkeit für die Vergrößerung des Beckens als die wichtigsten Agentien aufzufassen sind.

Diese Seen sind vergängliche Gebilde; sie sind einer mehr oder minder raschen Ausfüllung durch den Schutt, den die einmündenden Bäche mitbringen, unterworfen. Dazu kommt, daß auch die Pflanzenwelt die Seefläche mehr und mehr verkleinert, was besonders am Lakka- (s. Abb. 6) und Kleinen Arbersee schön zu sehen ist, wo in dem seichten Wasser zahlreiche Inseln von Pflanzen schwimmen, die allmählich landfest werden und später auch die Ansiedelung von Bäumen gestatten. Je größer das Einzugsgebiet ist, desto rascher wird auch eine Ausfüllung vor sich gehen. So nimmt der Kleine Arbersee nur noch einen kleinen Teil des ehemaligen Beckens ein, der übrige Teil ist Sumpf, teilweise auch schon Waldboden geworden. Am anderen Ende schneidet der Abfluß tiefer ein und sucht so den Seespiegel zu erniedrigen, was allerdings in neuerer Zeit durch Kunstbauten verhindert wurde. „So wird", wie Wagner sagt, „eine kurze Zeit genügen, um sie zu vertilgen, die letzten jugendfrischen Züge im Antlitz des greisenhaften Böhmerwaldgebirges".

Zusammenfassung: Die Seen des Böhmerwaldes sind

kleine Becken (Kare) mit steiler Rückwand und einem Blockwall als vorderem Abschluß, der vom Abfluß durchbrochen ist. Ihre Ausgestaltung erfolgte durch Gletscher (oder Firnlappen) in der diluvialen Eiszeit, wodurch allen ein gleichmäßiges Aussehen gegeben wurde, während ihre Anlage auf verschiedene (präglaziale) Ursachen tektonischer oder erosiver Art zurückzuführen ist.

Erosive Talschlüsse: Bieten uns die als glazial angesprochenen Talschlüsse eine Fülle interessanter Beobachtungen und strittiger Probleme, so gestaltet sich die Betrachtung der durch Wassererosion geschaffenen Talanfänge wesentlich einfacher.

Ein richtiger Talschluß nach der Definition Pencks (siehe oben) ist im Böhmerwald sehr selten zu finden und auch dann nur schlecht ausgeprägt. Einige Talanfänge am Nordosthang des Kaitersberges, event. auch am Osserkamm (Künischen Gebirge) und am Rachel-Lusenkamm sind hierher zu rechnen, wir würden sie also nur an höheren Hängen finden. Der Talschluß stellt nach Penck die Stelle dar, bei welcher die eigentliche Flußerosion beginnt und die Wirkung der kleinen Rinnsale ablöst.

Wir müßten nun eigentlich auch die größeren Becken, bei denen es durch Vereinigung einer Anzahl Bäche zur Bildung eines größeren Flusses kommt, zu den Talschlüssen rechnen; ein schönes Beispiel dafür bietet im Böhmerwald das Becken von Eisenstein. Doch soll dieses Gebilde erst bei den Talweitungen behandelt werden, einmal wegen seiner Ähnlichkeit mit anderen Talweitungen, andererseits wegen seiner Bedeutung für die Siedelungskunde. In den weitaus meisten Fällen haben wir keinen ausgesprochenen Talschluß, sondern die Bäche entspringen auf dem flachen Rücken oder Kuppen und fließen, sich immer tiefer einschneidend, herab. Es vereinigen sich nicht schon oben eine Anzahl kleinerer Rinnsale zu einem dadurch erosionskräftig gewordenen Bach, sondern die Vereinigung der einzelnen Wasserläufe vollzieht sich allmählich nacheinander, so daß es nicht zur Bildung eines eigentlichen Talschlusses kommen kann.

Zusammenfassung: Die erosiven Talschlüsse verdanken ihre Entstehung der Vereinigung mehrerer Wasserfäden, wodurch an diesem Zusammenfluß eine kräftige Erosion einsetzen konnte; solche Gebilde sind im Böhmerwald selten, da sich die Quellfäden meist allmählich beim Herabfließen von den Hängen ver-

einigen, nicht aber schon oben durch ihre Vereinigung einen richtigen Talschluß bilden.

Gehängetälchen (bezw. **Quelltäler**): s. Abb. 4. Wenn wir den Flußlauf in zwei Abschnitte gliedern, nämlich in den Quell- oder Gehängelauf und in den Hauptlauf, so können wir diese Einteilung zwar auch im Böhmerwald nicht überall strikte durchführen, aber im allgemeinen hat sie doch ihre Berechtigung; wir haben schon bei Betrachtung der Gefällsverhältnisse gesehen, daß sich ein kurzer steiler oberer Lauf von einem größeren mit geringerem Gefälle abgliedern läßt. Die Erklärung für diesen Unterschied, der sich durch einen meist ziemlich scharfen Knick[1]) an der Grenze dokumentiert, ist ziemlich einfach. Vereinigen sich einige Quellbäche, so kann das vereinigte Wasser stärker erodieren und dadurch früher eine gleichmäßige und schwache Gefällskurve erlangen, als die kleinen wasserärmeren Qellbäche. Die von den Hängen herabeilenden Seitenbäche gehen aus demselben Grunde mit einem mehr oder minder ausgesprochenem Gefällsknick in das Haupttal über.

Der Unterschied zwischen Gehänge- und Quelltälern ist nicht morphologisch, sondern nur im Verhältnis zum Haupttal begründet, indem diejenigen Bäche, welche einen Hauptfluß bilden, als Quellbäche, diejenigen welche erst zu einem schon ausgebildeten Hauptfluß von den Hängen der Rücken und Kuppen herabströmen, besser als Gehängebäche bezeichnet werden.

Im Gebiet der gefalteten oder sonst steil aufgerichteten kristallinen Schiefer — also besonders im Nordwesten — gehören im allgemeinen zu einem Hauptlängstal (z. B. Kaiterstal) Gehängetäler, die quer zum Streichen der Schichten verlaufen, zu einem Quertal (z. B. Regental bis Regen) solche, die parallel zum Streichen fließen. Das Gefälle der Gehängetälchen hängt einerseits von der mehr oder minder steilen Aufrichtung der Schichten bezw. Aufwölbung der Massengesteinskuppen und vom Gesteinscharakter ab, andererseits von dem Grade der Abtragung und von der durch Erosion geschaffenen Tiefe des Haupttales, das für das betr. Seitental das untere Denudationsniveau darstellt. So haben wir in der peneplainartigen Landschaft der Further Senke beinahe gar keine Gehängetälchen, während uns

[1]) z. B. Teufelsseebach (4 km) 75, Gr. Regen bis unterhalb B. Eisenstein (4 km) 20% o. Gefälle.

die schönsten Typen bei den drei großen oben erwähnten Synklinal- oder Monoklinaltälern des Glimmerschiefer-Gneisgebietes entgegentreten.

Um die Gestaltung der Gehänge und Quelltälchen zu begreifen, müssen wir uns zunächst die Art der Hänge vergegenwärtigen. Wir haben ein Mittelgebirge, ein altes, stark abgetragenes Gelände vor uns: flache Rücken und Kuppen mit nach unten mehr und mehr zunehmender Steilheit sind für das nicht durch spätere Dislokationen veränderte Bild typisch; bei den großen Synklinal- oder Monoklinaltälern ist der Abfall mehr gleichmäßig. Entweder setzt sich nun diese zunehmende Steilheit bis zum Talgrund fort, so daß ein von konvexen Wänden gebildetes enges Tal entsteht, oder es geht die konvexe Rückenform nach unten in eine konkave Talsohle über (Penck a. a. O. S. 143). Beide Arten von Mittelgebirgstallandschaften haben wir im Böhmerwald, erstere Art mehr in den centralen Teilen und bei Quertälern, letztere überwiegend in den niedrigeren Außengebieten und bei Längstälern. In diese erwähnten Gehängeformen sind nun die kurzen Seitenbäche eingeschnitten, deren Tälchen wir als Quell- oder Gehängetälchen bezeichnet haben. Die Quelle dieser Bäche liegt meist nicht allzu fern vom Rücken; das Rinnsal, das von ihr ausgeht, und das erst nach Vereinigung mit anderen zu einem erosionskräftigen Bache wird, deutet zunächst nur durch eine flache Einsenkung den Beginn einer Talbildung an. Je weiter man aber dem Wasserlauf entlang abwärts geht, je mehr Bächlein sich vereinigen, desto tiefer schneidet das Wasser ein, die Wände werden steiler, die Sohle dadurch anscheinend enger. Das Gefälle dieser kleinen Bäche beschreibt eine wellenförmige Kurve; zunächst ist es relativ gering, nimmt dann mehr und mehr an Steilheit zu, um schließlich nahe dem unteren Denudationsniveau (d. h. nahe der Einmündung in den Hauptfluß) wieder abzunehmen. Diese Gefällskurve tritt aber sehr oft in etwas veränderter Gestalt auf. Ist der Hauptfluß sehr stark eingetieft, so nimmt das Gefälle oft bis zur Einmündung zu; in vielen Fällen ist auch das untere (konkave) Stück der Kurve schon so stark entwickelt, daß es das obere (konvexe) sehr verringert hat[1]).

[1]) Wir haben hier also eine unfertig aussehende Kurve. Vielleicht war einmal eine ausgereifte vorhanden, d. h. es war oben das steilste Gefälle; dann

Abb. 1. **Kugelförmige Absonderung von Granit (Steinbruch bei Hauzenberg)** zu S. 213.

Abb. 2. Die „Rauchröhren", Gneisfelsen auf dem Kaitersberg zu S. 213 u. 218.

Abb. 3. Quarzitmauer des Pfahls. Burgruine Weifsenstein bei Regen zu S. 214, 219 u. 319.

Abb. 4. Gehängebach mit steilem Gefälle (Bach am „Kaisersteig“ bei Rabenstein) zu S. 303.

Abb. 5. **Rachelsee gegen die Seewand** zu S. 292.

Abb. 6. **Lakkasee mit Pflanzeninseln** zu S. 301.

Abb. 7. **Schluchtental in Granit (Ilztal oberhalb Hals)** zu S. 306 u. 309.

Abb. 8. **Kleine Talweiterung des Ilztales (Kalteneck)** zu S. 311.

Abb. 9 **Der Hohe Bogen** zu S. 316.

Abb. 10. **Höhenrückenform** (der Geisriegel nördl. Deggendorf) zu S. 317.

Als Beispiele können wir drei nahe beieinanderliegende Bäche ansehen, nämlich den Bach, der von der Hengstätt (am Kaitersberg-Arber-Kamm) nach Norden zum Weißen Regen fließt, den Rothbach vom Arber bis Bodenmais und den Abfluß des Großen Arbersees. Nachstehende Tabelle[1]) zeigt die 3 Gefällsarten an.

	Hengstättbach	Rothbach	Gr. Arberseebach
km			
$^1/_2$	35 m	50 m	40 m Gefälle
1	45 „	60 „	40 „ „
$1^1/_2$	50 „	70 „	45 „ „
2	50 „	75 „	55 „ „
$2^1/_2$	55 „	70 „	60 „ „
3	55 „	55 „	60 „ „
$3^1/_2$	60 „	45 „	—
4	55 „	35 „	—
$4^1/_2$	40 „	25 „	—
5	30 „	20 „	—

Die Betrachtung dieser 3 Beispiele gibt vielleicht auch Andeutungen über ihre Verteilung. Der auf der regenreicheren Südwestseite des Kammes gelegene Rothbach hat ein Gefälle, das, wenigstens im größeren unteren Teil, bereits einer Normalkurve ziemlich ähnlich sieht, während der auf der entgegengesetzten Seite fließende Hengstättbach nur im untersten Teil den Beginn einer solchen Kurve anzeigt. Beim Arberseebach zeigt sich der Einfluß des relativ bedeutenden stark eingeschnittenen Großen Regentales.

Die Entstehung dieser erwähnten Talgestaltung und Kurve dürfte nicht allzu schwer zu erklären sein. Im obersten Teil überwiegt die Wirkung der Ablation, es kommt nicht zur Bildung enger Rinnen. Weiter abwärts kommt zur Ablation die durch Vereinigung einer Anzahl unbedeutender Rinnsale kräftiger gewordene Tiefenerosion und diese gewinnt schließlich immer mehr an Be-

---

wurde der Grat durchsägt und es entstand ein flacher Rücken und mit ihm ein oben geringeres Gefälle.

[1]) Die Höhenzahlen sind nach den Karten des topogr. Atlasses von Bayern, nach Angaben des k. b. hydrotech. Bureaus und nach eigenen Messungen berechnet. Sie sind auf 5 m abgerundet.

deutung; so wird das Tal relativ enger, und die Wände steiler. Durch die nach unten zunehmenden Wassermengen wird die Tiefenerosion stärker und so das Gefälle zunächst steiler. Wo nun das Haupttal durch einen kräftigen Fluß sich rascher einsägt als das Nebental, bleibt eine nach unten zunehmende oder gleichmäßige Gefällskurve; in diesem Stadium befindet sich z. B. der Große Arberseebach. Geht aber die Vertiefung des Haupttales nicht so rasch vor sich, wie es bei dem großen tektonisch angelegten Tälern oder beim Beginn einer Hauptflußbildung der Fall ist, so wird der Bach allmählich im unteren Teil seine Gefällskurve mit der (geringeren) des Haupttales in Einklang zu bringen suchen, das Gefälle wird also im unteren Teile an Steilheit abnehmen; dieser Prozeß setzt sich von unten nach oben fort und es hängt vor allem vom Wasserreichtum (also weiterhin vom Niederschlagsreichtum) ab, wie weit er schon vorgeschritten ist.

Für die menschlichen Ansiedler haben diese zwar kurzen und unbedeutenden, aber steilen Bäche den Vorteil, daß sie eine gute Wasserkraft für industrielle Zwecke, Schneidesägen, Mühlen und dergl.) darbieten. Der Landschaft geben sie reizvolle Punkte durch ihre Wasserfälle und Klammen; so gehört das von dem oben erwähnten Rothbach durchflossene Riesloch am Arber zu den anziehendsten und besuchtesten Schönheiten des Böhmerwaldes.

Zusammenfassung: Die Quell- und Gehängetälchen sind kurze Bachläufe, die mit steilem, unfertigem Gefälle von den Hängen herabeilen, um am Fuße derselben mit mehr oder minder scharfem Knick in ein Erosionshaupttal überzugehen.

Erosionshaupttäler (s. Abb. 7): Denken wir uns die Kräfte, welche die kleinen Gehänge- und Quelltälchen bilden, vergrößert, und ein durch die verstärkte Wirkung hervorgerufenes vorgeschritteneres Stadium, so haben wir eine Erklärung für die Erosionshaupttäler.

Die Richtung dieser Täler ist im Gebiet der kristallinen Schiefer durch die Aufrichtung der Schichten vorgezeichnet, im Granitgebiet durch die peripheren tief gelegenen Strecken. Es wurden früher vielfach alle Längstäler zu den tektonischen Tälern gerechnet, da ihre Richtung durch das Streichen der Schichten bestimmt sei. Dies wird besonders von Penck zurückgewiesen, der nur die großen Talungen im Sinne der früher erwähnten

Synklinal- oder Monoklinal- und Bruchtäler als tektonische Täler ansieht, nicht aber solche, welche zwar parallel von Schichten verlaufen, aber doch ihre ganze Gestaltung den Wirkungen des Wassers verdanken. Der Unterschied erhellt am besten aus der Vergleichung des Kaiterstales mit dem Schwarzen Regen von Regen bis Gmündl (an der Einmündung des Weißen Regens)[1]). Ersteres stellt ein breites gerades Tal dar, das von Bächen in gerader Richtung durchflossen wird, das Regental ist ein enges, typisches Mittelgebirgs- (= altes) Erosionstal, das in großen Windungen zwar im allgemeinen parallel zum Schichtenstreichen, oft aber auch senkrecht oder in einem anderen Winkel zu ihm verläuft; diese Unabhängigkeit vom Streichen ist gerade bezeichnend für ein Erosionstal. Also auch wo wir im Böhmerwald Täler haben, die ihrer Hauptrichtung nach als Längstäler bezeichnet werden können, haben wir typische Erosionstäler vor uns (natürlich mit den unter den tektonischen Tälern behandelten Ausnahmen).

Es würde nun naheliegen, bei den großen Erosionstälern eine Einteilung in flach- und steilwandige vorzunehmen, ein Unterschied, der auch in vielen Fällen deutlich in die Augen springt; man braucht nur an die Schluchten der Ilz und teilweise des Regens zu denken und damit die flachen Einsenkungen des Chambachs oder auch der Grasigen Moldau zu vergleichen. Doch bestehen zwischen beiden Formen viele Übergänge, so daß sie nur mehr oder weniger als Extreme bezeichnet werden müssen.

Die Gestaltung der großen Erosionstäler entspricht — wie schon erwähnt — derjenigen der kleinen Gehängetälchen. Die Hänge zeigen wie diese zwei Typen: entweder sind sie konvex, bis zu der dann engen Talsohle, oder sie gehen unten in die konkave Form über; in letzterem Fall ist der Talboden relativ breit und zugänglich, während in ersterem Falle schwer passierbare Kluften entstehen. Das Gefälle der Sohle nimmt normalerweise nach unten stets ab, wofern nicht spätere Dislokationen Störungen hervorgerufen haben. Entsprechend dem großen Alter des Ge-

[1]) Bayberger bezeichnet das niedrige Bergland zwischen dem Hauptzug des bayer. Waldes und dem Zug Kötzting-Wetzell-Regen als Talung; dieser Begriff dürfte gegenüber diesem unregelmäßigen, großenteils aus Granit bestehenden — allerdings niedrigerem — Hügelland nicht zutreffend sein.

birges ist das Gefälle meist gering (siehe Hydrographie) gegenüber dem meist steilen der Gehängetälchen[1]).

Eine extrem flache Form der Erosionstäler treffen wir im Hornblende-Tonschiefergebiet der Furth-Neumarker Senke. Ob hier der Gesteinscharakter oder eine schon ursprünglich flachere Schichtenstellung bestimmend eingewirkt hat (siehe Geologie), mag dahingestellt bleiben. Sonst zeigt sich die flachere (meist auch unten konkave Form) — wie aus dem früher Gesagten begreiflich erscheint — in den oberen Teilen der Flußläufe, ferner an der Peripherie des Gebirges, sofern der betr. Fluß in ein flachwelliges Gebiet oder in eine direkte Ebene hinausströmt (wie Regen, Angel, Wottawa u. a.); nicht aber ist dies der Fall, wenn ein Fluß wie die Ilz einem sich stets stärker als er selbst eintiefenden Strom zufließt. Die flachere Form ist auch häufiger bei Längs- als bei Quertälern.

Aus dem eben Gesagten läßt sich ableiten, daß bei größerer Erosionskraft, also bei größerem Wasserreichtum oder steilerem Gefälle steilwandigere Täler entstehen, als wenn diese Faktoren schwächer sind, es überwiegt in diesem Fall die Erosion stark die Ablation, während andererseits bei schwächerem Gefälle die Seitenbäche in der Erosion nachkommen oder vorauseilen und dadurch unten konkave Hänge schaffen. Eine weitere Erklärung über die Entstehung der Talform bei den großen Erosionstälern kann hier erübrigen, da sie derjenigen der Gehängetälchen entspricht; nur muß man einen stärkeren Erosionsfaktor einsetzen. Das ausgeglichene, nach unten stets abnehmende Normalgefälle bei allen nicht von späteren Störungen betroffenen Flußtälern erklärt sich aus dem Alter des Gebirges; eine jetzt schon vielfach altersschwach gewordene, aber einst kräftige Erosion hat im Laufe langer Festlandsperioden ungeachtet verschiedener Gesteinsarten und ohne Rücksicht auf Schichtenstreichen solche im Stadium der Reife befindlichen Normalkurven geschaffen.

Für die Besiedelung und Zugänglichkeit unseres Gebietes ist der Unterschied zwischen flach- und steilwandigen Erosionstälern von großer Bedeutung. Schon bei Betrachtung des Flußnetzes wurde in dieser Hinsicht die Begünstigung des Cham-Rubřina-gebietes (Furth-Neumarker Senke) hervorgehoben. In den

[1]) S. Abschn. Gehängetälchen: Anm. S. 303.

schluchtenartigen Tälern der Ilz (s. Abb. 7) und teilweise auch ihrer Quellflüsse befindet sich kein Ort; selbst die Straßen finden im Tale keinen Platz. Am Schwarzen Regen liegen Siedelungen nur in Talweiterungen. Dasselbe ist bei der Wottawa der Fall. So liegen größere Orte, wie Grafenau, Freyung, Waldkirchen, Berg-Reichenstein auf Höhen, andere, wie Eisenstein, Zwiesel, Regen, Viechtach, Kötzting, Unterreichenstein, Winterberg und Prachatitz in Talweiterungen. In breiten Flachtälern liegen z. B. Furth, Taus und Kuschwarda, während Cham und Neuern bereits peripher am Rande größerer Talebenen aufgebaut sind.

Zusammenfassung: Die Erosionshaupttäler haben im Böhmerwald ein ausgereiftes Gefälle (soweit dies nicht durch jüngere Störungen unterbrochen ist); entsprechend der Art der Hänge lassen sich 2 Gruppen unterscheiden, Flach- und Schluchtentäler, die aber durch zahlreiche Übergänge verbunden sind, verschiedene Agentien (Änderungen im Gesteinscharakter, Streichen der Schichten, größere oder geringere Wassermenge u. a.) geben dieser Erosionsform eine große Mannigfaltigkeit.

Im Anschluß an die Erosionstäler kann hier die **Mäanderbildung** besprochen werden, die auch eine Erosionserscheinung ist (s. Tab. S. 310). Die anscheinend unbedeutendsten Hindernisse können das fließende Wasser bewegen, eine gewundene Kurve anstatt einer geraden Linie zu beschreiben.

Wir können zwei Arten von Schlingenbildungen unterscheiden, solche in festem Fels und solche in Alluvionen. Zu letzteren gehören z. B. die Mäander der Oberen Moldau, des Regens in der Chamer Bucht, der Angel in der Neuerer Bucht, wo ein Fluß in einem ungewöhnlich breiten Tale mit ganz minimalem Gefälle dahinschleicht; zahlreiche Arme und hufeisenförmige Weiher begleiten auf solche Strecken den Flußlauf. Diese Charaktere fehlen bei Schlingen im anstehenden Fels gewöhnlich ganz. Selten sind abgeschnittene, vom Wasser nicht mehr benützte Schlingen; im eigentlichen Böhmerwald ist mir kein Fall bekannt; im Bayerischen Wald ist die große Ilzschlinge bei Passau künstlich durchbrochen worden, so daß zeitweilig der größte Teil des Wassers durch den „Durchbruch“ fließt.

Die Mäanderbildung nimmt im allgemeinen mit abnehmendem Gefälle zu (siehe Tabelle). Die steilen Gehängetälchen eilen

Tabelle von Mäanderbildungen*).

Flußstrecke	Gestein	Gerade Länge in km	Gefälle in ‰ der geraden Strecke	Flußlänge in km	Mäander-Index in % der geraden Länge
Reschwasser bis Schwarzbachklause	Granit	1,7	90	1,8	106
„ „ unterh. Plöchinger-säge	Granit	3,7	73	4,0	108
„ „ Mauth	Granit	5,3	14	6,0	111
„ „ östl. Raimundsreuth	Gneis	2,8	21	3,1	111
„ „ Reschmühle	Granit	3,4	15	5,2	154
„ „ zum Saußwasser	Granit	2,8	26	3,5	125
Wolfsteiner Ohe bis Ringolay	Granit	4,0	47	5,6	140
„ „ „ Marchetsreith	Granit	3,6	5	5,8	161
„ „ „ zum Osterbach	Granit	6,2	4	9,5	151
Weißer Regen vom Arbersee bis Schneiderberg	Gneis	2,8	80	3,0	107
„ „ bis Lam	Gneis	6,7	23	7,6	113
„ „ „ Großmühle bei Hohenwarth	Gneis	6,8	11	9,4	139
„ „ „ Grafenwiesen	Gneis	6,1	5	8,3	135
„ „ „ Kötzting	Gneis	4,0	3,5	4,9	123
„ „ „ Gmündl (mit starkem Knick)	Gneis	2,3	2,5	4,0	(174)
Regen bis Miltach	Gneis	4,8	1,3	6,3	131
„ „ unterh. Chamerau	Gneis	5,0	1,1	8,7	174
„ „ unterh. Wetterfeld	Alluvium	15,5	0,6	32,9	213
Chambach v. Tannaberg bis Eschlkam	Hornblende-Tonschiefer	7,7	4	11,5	150
Rubřina bis Hawlowitz	Hornblende-Tonschiefer	6,1	12	8,3	138
„ „ Radonitz	Hornblende-Tonschiefer	8,5	10	10,6	124
Angel bis Mathiashof bei Kreuzwinkel	Glimmersch.	7,1	57	9,8	138
„ „ Neuern	Glimmersch.	9,8	13	11,3	117
„ „ Janowitz	Alluvium	8,0	6	11,2	140
Lusenbach	Granit	2,8	30	3,0	107
Maderbach	Gneis	6,0	22	6,8	113
Widrabach bis Antigl	Gneis	4,2	10	4,5	107
„ „ Vincenzsäge	Gneis	5,2	58	7,1	136
Moldau von Ferchenhaid bis Elendbachl	Gneis	6,1	14	7,8	128
„ „ Ober-Moldau bis Brücke bei Wallern	Alluvium	7,0	4	13,7	196

*) Bem.: Die Abgrenzung der Flußlaufstücke erfolgte so, daß bis zu großen den Flußlauf ändernden Richtungen gemessen wurde.

ziemlich gerade herab, die großen Haupttäler mit geringem Gefälle zeichnen sich durch mehr oder minder starke Schlingenbildung aus. Wie man aber aus der Tabelle ersieht, ist es schwer, hier eine allgemein gültige Regel aufzustellen. Ebenso

läßt sich die Mäanderbildung nicht mit den Niederschlagsmengen und dem Gesteinscharakter in Beziehung bringen.

Störungen in den Tälern.

Die normale Talform erleidet mancherlei Unterbrechungen. Die Längserstreckung mit annähernd gleichmäßiger Talbreite wird durch Weiterungen, das Gefälle durch Stufen, die normale Gehängeform durch Terrassen unterbrochen.

Talweiterungen (s. Abb. 8): Talweiterungen stellen kesselförmige Verbreiterungen der Talsohle dar. Die schönsten Beispiele dafür bietet das Tal des Schwarzen Regens, das bei Eisenstein schon mit einer Weiterung beginnt, darauf sich wieder verengt, dann aber noch von einer Reihe anderer Weiterungen unterbrochen wird. Diese Becken sind von verschiedener Größe und Gestalt, doch immer langgestreckt in der Flußrichtung.

Fragen wir nach der Entstehung der Talweiterungen, so wurde bisher meist die durch Zuflüsse verstärkte Erosionskraft des Wassers als Ursache angesehen, noch dazu, wenn der Nebenbach unter einem ziemlich stumpfen Winkel einmündete. Aber schon das Becken von Zwiesel zeigt, daß dies nicht in allen Fällen als Entstehungsursache anzunehmen ist. Hier mündet der wasserreiche Kleine Regen nahe dem unteren Ende des Beckens, während nahe dem oberen Ende nur ein kurzer schwacher Wasserfaden hereinfließt (der Klautzenbach). Eine glaziale Entstehung ist selbst beim Eisensteiner Becken von der Hand zu weisen; die ungestörte Lagerung des Eluviums an den Hängen macht diese Ansicht unmöglich. Bei den anderen Weiterungen schließt schon die ganze Gestaltung eine solche Möglichkeit aus.

Beim Becken von Eisenstein ist am leichtesten die Möglichkeit gegeben, daß es durch Auswaschung einer Anzahl Quellbäche, die hier zusammenfließen, entstanden ist. Wir hätten hier so einen Talschluß im großen vor uns, worauf schon bei Betrachtung dieser Formen hingewiesen worden ist.

Bis zu einem gewissen Grade mag auch die Weiterung von Ludwigstal erosiven Kräften ihre Entstehung verdanken. Kleine, durch die Einmündung eines Zuflusses entstandene Talweiterungen sind sehr häufig, in einer solchen liegt z. B. Unterreichenstein.

Das Becken von Kötzting liegt am Nordwestende des Kaiserstales und wird vom Weißen Regen in südwestl. Richtung durch-

strömt. Aus den großen Flußschottermassen, welche dieses Becken ausfüllen, gewinnt man den Eindruck, als wäre hier ein Aufstau erfolgt, was auch begreiflich erscheint, wenn man den sehr engen steilwandigen Ausgang bei Regenstein betrachtet.

Die Weiterung von Viechtach verdankt wohl tektonischen Ursachen ihre Entstehung. Es ist hier ein etwa 2 km langes völlig gerades Stück des Regens, welches nahe dem Pfahl und streng parallel zu ihm verläuft; überdies schwärmen hier noch eine Anzahl kleiner Quarzgänge in derselben Richtung und zeigen so ein Störungsgebiet an. Während der Regen bei der Brücke in Viechtach mit rechtem Winkel nach Nordosten umbiegt, scheint sich die Bruchlinie, welche er benützte, noch einige hundert Meter fortzusetzen. So entsteht eine kleine Weiterung, an deren Hang Viechtach liegt.

Die Becken von Regen und Zwiesel lassen sich durch einfache Erosionswirkung nicht erklären, ebensowenig durch direkte tektonische Vorkommnisse. Das Becken von Regen ist relativ schmal, aber ziemlich lang (etwa 2 km). Es münden hier 4 unbedeutende, kaum 1 km lange Rinnsale in den Regen, welchen man die Auswaschung des Beckens schon ihrer Lage nach nicht zuschreiben darf. Beim Zwieseler Becken ist zu erwägen, ob nicht der am unteren Ausgang mündende Kleine Regen einen Aufstau des Großen Regens bewirkte und diesen dadurch zur Ablagerung und Ausfüllung zwang. Dafür würde ein Schuttkegel von jetzt allerdings bescheidenen Dimensionen bei der Einmündung sprechen, ferner auch die eigentümliche Form des Beckens, das einen Ausläufer gegen Rabenstein aussendet. Es gewinnt fast den Anschein, als ob man es hier mit aufgeschütteten Flußtälern zu tun hätte, wodurch ja auch eine Verbreiterung entstehen müßte.

Betrachten wir die Verteilung der Talweiterungen, so fällt auf, daß sich alle größeren im Regengebiet befinden. Die vielen kleinen Verbreiterungen, die wir im Ilz-, Moldau-, Blanitz-, Wollinka- und Wottawagebiet antreffen, lassen sich wohl meist durch Einmündung eines Seitenbaches erklären. Es muß auffallen, daß sich gerade die hintereinanderliegenden größeren Becken am Schwarzen Regen am wenigsten durch erosive oder tektonische Kräfte erklären lassen. Dazu kommt, daß wir die Weiterung von Zwiesel und Ludwigsthal, bis zu einem gewissen

Grade auch die von Eisenstein und Regen als ausgefüllte Verebnungen des Talbodens ansehen dürfen. Erinnern wir uns nun an die Tatsache, daß der Regen in seinem Laufe vom Pfahl beeinflußt ist, so könnte vielleicht hieraus eine Erklärung für die Ausfüllungsbecken gewonnen werden. Durch die Aufrichtung des Pfahls wurde der Regen zunächst aufgestaut, dadurch zur Ablagerung gezwungen. Das wird vor allem da der Fall gewesen sein, wo eine Anzahl Seitenbäche nahe beieinander einmündeten; denn dadurch wird einerseits auf eine Strecke viel Geröll gebracht, andererseits wird gerade an diesen Stellen schon der Anfang zu kleinen Auswaschungsbecken gegeben gewesen sein, sowie eine durch die nahe beieinander mündenden Zuflüsse erklärliche Verflachung der Hänge, so daß bei der Ausfüllung ein relativ breites Becken entstehen konnte. Es darf nicht verhehlt werden, daß sich diese Ausfüllung auch durch ein Steigen des Wasserspiegels in der (wahrscheinlich bis ins Jungtertiär überfluteten) Chamer Bucht erklären läßt, wodurch auch die anderen Becken des Regengebietes auf eine gleiche Entstehungsursache zurückgeführt werden können.

Zu den Talweiterungen können auch die Buchten von Cham und Neuern gezählt werden. Es sind dies breite (die Chamer Bucht ist bis 3 km, die Neuerner bis 2 km breit), besser als Talebenen bezeichnete Formen, deren Untergrund völlig unter Geröllmassen begraben ist. Die Hänge steigen vom Talboden unvermittelt und relativ steil, aber entsprechend der peripheren Lage nicht sehr hoch an. Die Längserstreckung dieser Buchten ist senkrecht zum Streichen des Gebirges. In der Kreide und bis ins Neogen waren sie vom Wasser bedeckt. Ihre Entstehung läßt sich ohne tektonische Beihilfe schwer erklären. Reine Flußerosion darf kaum angenommen werden, besonders nicht beim Neuerner Becken; das fast bis an den Zug des Künischen Gebirges heranreicht und so nur unbedeutende Gewässer empfängt.

Das Neuerner Becken liegt nahe und parallel der paläozoischen mittelböhmischen Mulde, die mit dem variskischen System in Beziehung zu bringen ist; vielleicht ließe sich dadurch eine Entstehung als Einbruchsbecken erklären (siehe auch S. 285).

Die Chamer Bucht liegt in der Fortsetzung der merkwürdig niedrigen Further Senke und stellt so gewissermaßen einen tiefer

gelegenen Teil derselben dar. Vielleicht bringen spätere geologische Forscher Licht in diese noch ungeklärten Probleme.

Auf die Bedeutung der Talweiterungen für Besiedelung wurde schon früher hingewiesen. Die größeren Becken tragen jetzt bedeutendere Orte, sie sind Zentren der Urbarmachung und Besiedelung benachbarter Gebiete geworden. Doch liegen die Orte nicht in der Sohle der Weiterung, die meist versumpft ist, sondern am Hang derselben.

Zusammenfassung: Die Talweiterungen stellen lokale Verbreiterungen der Erosionskurven dar, welche teils durch Auswaschungen hier vereinigter Wassermengen, teils aber durch Schuttausfüllung von seiten der Flüsse infolge einer Stauung derselben entstanden sind.

Stufen: Über Stufen läßt sich im Böhmerwalde wenig sagen. Wenn wir von der Unterbrechung absehen, die die Karseen im Gefälle der Quell- und Gehängetälchen verursachen, so haben wir nur Stufen, die einem jüngeren Bruchsystem ihre Entstehung verdanken können. Da über dieselben schon bei Betrachtung des Flußnetzes das Wesentliche gesagt wurde, so können sie hier kurz übergangen werden.

Für das Aussehen der Landschaft charakteristisch ist der Unterschied zwischen dem Talstück oberhalb und dem unterhalb des Gefällsknicks: oberhalb ein flacher versumpfter Talboden, unterhalb eine tief eingeschnittene Schlucht mit rasch dahineilendem Wasser erfüllt.

Terrassen: Schon bei Gelegenheit der Betrachtung der großen tektonischen Täler wurde auf die Terrassen hingewiesen, die durch Einschneiden des betr. Wasserlaufes in die alte breite Talsohle entstanden sind. Außer den hierbei erwähnten sind Terrassen im Böhmerwald sehr selten. Reste von Schotterterrassen sind an einigen Stellen des Schwarzen Regens zu sehen, auch im Wottawatal finden sich da und dort einige unbedeutende Ansätze. Bayberger beschreibt auch in anderen Tälern einige, erwähnt aber ebenfalls ihre Bedeutungslosigkeit.

Ebenso selten sind Stufen. Schwache Spuren lassen sich im Defferniktal, in den Quelltälern oberhalb Eisenstein, bei Rabenstein und wahrscheinlich noch an anderen Orten nachweisen. Meist hindert die starke Bewaldung ein sicheres Erkennen, auch

muß bemerkt werden, daß durch Verrutschungen des Eluviums leicht die so wie so nur schwachen Spuren verwischt werden können. Für die Entstehung der Terrassen werden Änderungen der Erosion angesehen, die ja gerade im Tale des Schwarzen Regens sehr wahrscheinlich sind.

Höhenformen.

Hat uns die Betrachtung der Talformen eine relative Mannigfaltigkeit gezeigt, eine Abwechslung von flachen Talböden und Schluchten, von Engen und Weiterungen, von Karseen und ausgedehnten Moorstrecken, so ist die Gestaltung der Höhen sehr einförmig. Selbst die oft so bizarren Verwitterungsformen auf den Kämmen und Kuppen sind zu klein, um — aus der Ferne gesehen — eine Abwechslung in die endlose Reihe abgerundeter Höhenformen zu bringen.

Rücken und Kuppen: Penck teilt die Gipfelformen in 2 Hauptgruppen, nämlich in die zugerundeten des Mittelgebirges und in die zugeschärften des Hochgebirges. Im alten stark abgetragenen Gebirge des Böhmerwaldes haben wir es nur mit ersteren zu tun. Eine weitere Gruppierung kann Rücken und Kuppen (im Mittelgebirge, im Gegensatz zu Schneiden und Spitzen im Hochgebirge) unterscheiden, je nachdem die Höhenform von länglicher Erstreckung oder einen mehr runden Grundriß hat.

Betrachten wir die Verteilung der beiden letztgenannten Formen im Böhmerwalde, so ergibt sich, daß die Rücken vorwiegend im Gebiet der steil aufgerichteten kristallinen Schiefer zu finden sind, wenn sie auch dem Granitgebiet keineswegs fehlen. Im allgemeinen herrschen im letzteren kuppenförmige Höhen vor. Der Unterschied zwischen den Rücken beider Gebiete besteht hauptsächlich darin, daß sie im Gebiet der kristallinen Schiefer meist in der Aufrichtung des Gebirges begründet sind, also in der Streichrichtung desselben liegen, während sie im Granitgebiet meist nur durch die Wirkung exogener Kräfte ihre Gestalt und Erstreckung erhalten haben; doch können diese auch manchmal tektonisch begründet sein, ohne daß sich dies jetzt noch nachweisen läßt.

Die Rücken — deren Hänge natürlich entsprechend den Mittelgebirgsformen konvex sind — weisen Unterschiede auf je

nach der Gesteinsart, aus der sie bestehen. So verdienen die flachen Erhebungen im Tonschiefer-Hornblendegebiet kaum mehr den Namen der Höhen. Nur wenige etwas bedeutendere Bergformen treten hier auf, so der allerdings schon teilweise aus Gneis (Hornblendegneis) bestehende Hohe Bogen (s. Abb. 9). Merkwürdig sind in diesem Gebiet eine Anzahl niedriger länglicher Erhebungen zwischen Furth und Neukirchen. Sie bestehen aus Diorit und sind wahrscheinlich als widerstandsfähigere (stark hornblendehaltige) Gesteine aus den weicheren (weniger hornblendehaltigen, doch sonst mineralogisch ähnlichen) Schiefern herausgewittert. Im Gneis-Glimmerschiefergebiet sind die bedeutendsten und ausgesprochensten Höhenrücken — oder in diesem Fall besser: Kämme — des Böhmerwaldes. Sie schließen die großen Monoklinal- oder Synklinaltäler des nördlichen Teiles unseres Gebietes ein, die wir bei Betrachtung der tektonischen Täler kennen gelernt haben. Ob wir diese Kämme als Sättel oder als Schichtköpfe aufzufassen haben, ist noch nicht entschieden. Schon bei Betrachtung der eben erwähnten tektonischen Täler wurde auf die Tatsache hingewiesen, daß die Steilheit der Kämme gegen Nordosten hin zunimmt. Auf dem niedrigen flachen Höhenzug Wetzel-Regen folgt der breite gerundete aber hohe Kaitersberg-Arberrücken. Der Glimmerschieferzug des Künischen Gebirges hat die schroffsten Hänge, die sich oben in einen relativ schmalem Rücken vereinigen, ja gegen den Osser zu in eine Art Grat übergehen. Der Osser selbst ist wohl die markanteste Berggestalt des Böhmerwaldes, die einzige Höhenform, die aus dem Rahmen der abgerundeten Rücken und Kuppen herausfällt. Der Doppelgipfel[1]) besteht aus 2 Pyramiden, die sich über dem Kamm des Künischen Gebirges erheben und durch eine etwas konkav erscheinende Einsenkung voneinander getrennt sind.

Südöstlich der Linie Regen-Eisenstein treten die Höhenrücken nicht mehr so markant hervor, das Gebiet ist mehr aufgelöst. Ein merkwürdiges in diesem Teil unseres Gebirges ist das — in der neueren Literatur so bezeichnete — Plateau von Mader, dessen südwestl. Rand der Höhenzug Rachel-Lusen darstellt.

---

[1]) Der tschechische Name für diesen von Böhmen her weit sichtbaren merkwürdigen Berg ist: Prsa matky Boži = Die Brüste der Mutter Gottes.

Doch dürfte der Ausdruck Plateau ziemlich unglücklich sein; denn — abgesehen von der bis jetzt noch nicht erklärbaren Entstehung — stellt das Gebilde eher eine flache Mulde dar, in der, etwas exzentrisch, Mader liegt. So hat der eben erwähnte Rachel-Lusen ungleichmäßige Hänge, indem der Abfall gegen Südwesten relativ steil, der gegen Nordosten aber sich ganz allmählich vollzieht, doch nicht ganz gleichmäßig, in dem sich an ein oberes etwas steileres Stück ein unteres sehr flaches anschließt. Es geht also hier das Gehänge aus der konvexen in eine flach-konkave Form über.

Im Granitgebiet ist der Plöckensteinkamm hervorzuheben, der die Wasserscheide zwischen Moldau und Großer Mühl bildet. Es ist ein breiter von Südwest aus ziemlich unvermittelt aus dem niedrigen Hügelland ansteigender Rücken, von erheblicher Länge, der vielleicht einen Teil einer ehemaligen zentralen Hauptkette des Böhmerwaldes darstellt. Über diese mehr oder minder langgestreckten Höhenrücken ragen die höchsten Gipfel nur ganz wenig empor. Die größten Erhebungen des Künischen Gebirges und des Kaitersberg-Arberzuges, nämlich Zwergeck bezw. Seewand und Großer Arber liegen auf dem Knotenpunkt sich kreuzender Höhenrücken, ebenso Lakkaberg, Mittagsberg, Lusen u. a. Allerdings ist es noch nicht klar, ob es wirklich Durchkreuzungspunkte zweier verschiedener Gebirgssysteme sind (nach Gümbel hercynisches und erzgebirgisches), oder ob es nur durch Erosion herausgearbeitete Rücken sind. Alle diese „Gipfel“ mit Ausnahme des Ossers stellen nur flachwellige Erhebungen über den Kämmen dar (s. Abb. 10).

Über die Kuppen ist wenig zu sagen. Sie stellen in unserem Gebiete gegenüber den Rücken meist niedrigere Gebilde dar; ein Teil derselben, wenigstens im zentralen Teil des Gebirges, bildet den Rest einstiger Kämme, die aus irgend einem Grunde rascher zerstört wurden als die jetzt noch stehenden.

Über die Entstehung der Bergrückenformen (und ebenso der Kuppen) hat neuerdings Götzinger (siehe Lit.-Verz.) eine eingehendere Arbeit herausgegeben. Er untersucht die Denudationsvorgänge, durch die Rücken aus Firsten (Graten = Hochgebirgsformen) durch Zurundung, oder aus Riedeln (Reste einer zerschnittenen Tafel) durch Verwischung der scharfen Ränder hervorgehen könnten, noch dazu unter einer Vegetations-

decke. Götzinger sieht die Hauptursache in Rutschungen, die auch an sehr abgeflachten Hängen — allerdings im geeigneten Gestein, wie Ton oder Mergel — noch vor sich gehen können. Besonders können solche Feinbewegungen im Verwitterungsschutt vorkommen. Daneben geht eine langsame schleichende Bewegung vor sich, welche hauptsächlich in der Durchtränkung des Bodens begründet ist. Beide Bewegungen, Rutschung und Kriechen — wie der Verfasser die zweite Art nennt — haben Erosions- und Transportkraft, sind echte Formen der Abtragung und ersetzen in vegetationsreichen Gebieten die Abspülung. So entstehen die Rückenformen, und gerade im Böhmerwald erscheint dies wohl erklärlich, wo das ganze Gebirge unter einer dicken Schuttdecke begraben ist. Ich konnte auch bei einigen Aufschlüssen, besonders gut bei einem Steinbruch in der Nähe von Klingenbrunn, eine deutliche Schleppung des stark zersetzten Materials beobachten, die sich durch Rutschungen erklären lassen. Doch darf man die Wirkung der Wassererosion nicht so stark zurückstellen; denn die konvexe Form der Hänge läßt sich durch Rutschungen und Abkriechen nicht erklären, da ja diese eher das Gegenteil, jedenfalls aber die Annäherung an ein gleichmäßiges Gefälle hervorrufen werden[1]).

Zusammenfassung: Abgerundete weiche Höhenformen sind im Böhmerwald als einem alten Mittelgebirge charakteristische Typen; nach der Gesteinsart bestehen Übergänge von ganz flachen Formen (im Hornblende-Tonschiefergebiet) bis zu relativ scharfen gratähnlichen Gebilden (im Glimmerschiefer); dazwischen stehen die Rücken und Kuppen des Gneis-Granitgebietes. Ihre Ausbildung ist auf flächenhaft und linear wirkende Wasserkraft

---

[1]) In den letzten Jahren wurde eine neue — allerdings schon von Darwin beobachtete — Denudationsart von einigen Forschern (z. B. G. Andersson, v. Drygalski, Philippi) in subpolaren Regionen beschrieben, die von Andersson „Solifluktion" genannt wurde (siehe Lit.-Verz.). Diese Erscheinung beruht darauf, daß sich von stärker durchfeuchteten oder mehr verwitterten Stellen der Gehänge Schlamm- oder Steinströme langsam zu Tal wälzen und dadurch auch eine denudierende Wirkung hervorbringen können. Ob sich diese Art, die sich wohl auf vegetationsfreie oder -arme Gebiete beschränkt, wie es vor allem viele subpolare und event. auch hochalpine sind, auch in unserem Mittelgebirge nachweisen läßt, erscheint fraglich, besonders wenn man die dichte Waldbedeckung in Betracht zieht; ob in früheren Perioden Solifluktion vorgekommen ist, wird sich wohl schwer nachweisen lassen.

(Abspülung und Erosion) zurückzuführen, ferner auch auf langsame Rutschungen und Abkriechen des Gehängeschuttes.

Felsenformen (Kleinformen): Schon bei Betrachtung der Petrographie unseres Gebietes wurde auf die merkwürdigen Felsformen hingewiesen, welche sich auf den höheren Gipfeln und Kämmen befinden. Sie sind verschieden je nach dem Gesteinscharakter. Granit und Gneis verhalten sich ähnlich. Typisch für die Ausbildung der Formen ist bei ihnen die Klüftung nach aufeinander senkrecht stehenden Flächen. Dadurch entsteht beim Granit die „Wollsackform", und auf den Höhen, wo Wind und Wasser den feineren Verwitterungsschutt weggeschafft haben, sind dann die merkwürdigsten Formen zu sehen, die aber immer aus anscheinend lose aufeinander liegenden Blöcken bestehen, deren Kanten abgerundet sind. Die schönsten und merkwürdigsten dieser Gruppen stehen auf dem Dreisesselberg-Plöckensteinkamm und das Volk hat den eigenartigsten bezeichnenden Namen gegeben (z. B. Bayerische Sphynx, Gaishopffelsen, die Drei Sesseln u. a. m.).

Beim Gneis findet sich die blockförmige Absonderung auch, doch nur noch bei den dem Granit näher stehenden Varietäten in ausgesprochener Weise. Sonst überwiegen im Gneisgebiet Spaltungsflächen nach einer Richtung, meist senkrecht zum Erdboden ohne Rücksicht auf die Schichtung. So entstehen häufig hohe Formen mit steilen Wänden, wie man schön an der Wand des Großen Arbersees sehen kann; ein gutes Beispiel bietet auch der an solchen Formen reiche Kaitersbergkamm, z. B in den „Rauchröhren" (s. Abb. 2).

Wesentlich anders sind diese Kleinformen im Glimmerschiefer und Gneis-Glimmerschiefergebiet; hier bestimmt die Schichtung die Gestalt; so entstehen plattenartige Felsformen und auf den Gipfeln und Kämmen dieser Regionen (z. B. auf dem Osser, Zwergeck, Falkenstein u. a.), stehen die harten widerstandsfähigen Schichten schief aus dem Erdboden heraus und bieten so manche eigentümliche Form. Zu den Kleinformen können wir auch trotz seiner Länge den Quarzgang des Pfahls rechnen. Nur an wenigen Stellen tritt der Quarzit als Erhebung über das Gelände hervor, so bei Regen (s. Abb. 3), Viechtach und Cham (Thierlstein). Er stellt eine bis 30 m hohe steile Mauer

dar, die sich in völlig gerader Erstreckung über Höhen und Täler erstreckt, allerdings meist nur auf den Hügeln sichtbar hervortritt, während er in den Vertiefungen unter Schutt begraben liegt. Das weiße, hellgraue, seltener etwas rötliche Gestein ist stark zerklüftet, die Quarzmauer macht einen viel zerrissenen ruinenartigen Eindruck; so gehört der Pfahl zu den merkwürdigsten Landschaftsbildern im Böhmerwald. Der ganze 140 km lange Zug mit den ihn begleitenden quarzreichen Schiefern stellt eine unfruchtbare Zone dar, und, auch wo der Pfahl nicht über den Erdboden heraustritt, zeigt ein Strich dürftigen Graslandes inmitten grüner Äcker und Wiesen sein Vorhandensein an.

Pässe: Unter Paß versteht man eine Einsenkung im Kamme; im allgemeinen wird nach Penck (a. a. O. S. 159) die Bezeichnung Gebirgspaß auf jene Öffnungen beschränkt, welche zwischen zwei entgegengesetzten Talschlüssen liegen. Eine kleine Einkerbung einer zugeschärften Erhöhung nennt Penck Scharte oder Schartenpaß; diese Art ist im Böhmerwald nicht zu finden, wo die zugerundeten Rücken nur schwache Einsenkungen aufweisen. Im Mittelgebirge haben wir es meist mit gewöhnlichen Sätteln oder Sattelpässen zu tun. Infolge der starken Aufgelöstheit der Züge haben wir wenige von diesen „Kammpässen". Zu ihnen gehört der Paß von Eisenstein, der einzige, der von dieser Art für den Verkehr eine Bedeutung erlangt hat, ferner der Paß von Brennes, der den Lamer Winkel mit dem Schwarzen Regental verbindet, weiterhin der Paß, der von Buchenau nach Stubenbach führt und noch einige kleinere.

Die wichtigsten Übergänge über den Böhmerwald, der durch die Furth Neumarker Senke und der „Goldene Steig" vom Ilz- ins Moldautal, folgen Talpässen, d. h. der Weg von einem Flußlauf zum anderen führt nicht über einen Kamm, sondern nur über eine niedrige Talwasserscheide, wodurch eine leichtere Passierbarkeit gegeben ist als bei den Kammpässen. Als Talpaß kann auch der Übergang vom Moldautal (Außergefild) nach der Maderer Mulde aufgefaßt werden, ebenso einige vom Ilz- ins Regengebiet.

Penck stellt den Kamm- und Talpässen noch eine dritte kombinierte Art gegenüber, bei denen sich zwei Täler in verschiedenen Höhen gegeneinander öffnen, so daß der betreffende Paß — er

nennt ihn „Stufenpaß“ — von der einen Seite als Talpaß, von der entgegengesetzten als Sattelpaß angesehen werden kann. Zu dieser Gattung können wir einige Einsenkungen rechnen, die — allerdings nicht mehr in unserem enger begrenzten Gebiet — vom Regen durch den Bayerischen Wald direkt zur Donau führen. Sie steigen von Norden (vom Regengebiet) ganz sanft an, um dann mit relativ steilem Gefälle zur Donauebene hinabzuführen.

Konstanz der Gipfelhöhen: Von verschiedenen Forschern wurden nach Beobachtung im Hoch- und Mittelgebirge eine Konstanz der Gipfelhöhen konstatiert, d. h. daß „benachbarte Gipfel fast durchweg gleich hoch sind, und daß die höchsten Gipfel nahezu in ein und derselben Ebene gelegen sind“. Penck (a. a. O. S. 164) stellt am Schluß der Betrachtung dieser überraschenden Erscheinung den Satz auf: „Je länger ein Gebirgsland der Denudation ausgesetzt ist, desto mehr verlieren sich in den Höhenverhältnissen seiner Gipfel die Andeutungen ursprünglicher Unebenheiten, bis schließlich die Gipfelhöhen ausschließlich durch den Gesteinscharakter bestimmt werden, in dem die widerstandsfähigsten Gesteine die höchsten Gipfel bilden“.

Auch im Böhmerwald treffen wir bis zu einem gewissen Grad eine Konstanz der Gipfelhöhen. So haben der Arber (1457 m) und der Rachel (1452) nur einige Meter Höhenunterschied, die Meereshöhe der Gipfel der einzelnen zentralen Gruppen schwankt ungefähr zwischen 1300 und 1400 m:

Arberstock: Arber 1457 m, Kl. Arber 1389 m.

Künisches Gebirge: Seewand 1343 m, Zwergeck 1327 m, Osser 1393 m.

Lakkaberggruppe: Lakkaberg 1344 m, Gr. Falkenstein 1313 m.

Maderer Plateau (Umrahmung): Mittagsberg 1314 m, Rachel 1452, Plattenhauser Berg 1368 m, Spitzberg 1350 m, Lusen 1370, Moorkopf 1328.

Kubany: 1362 m.

Plöckensteinkamm: Dreisesselberg 1312 bezw. 1330 m (Hochstein), Plöckenstein 1378 m, Hochfichte 1337 m.

Der Plöckensteinkamm ist aber von den übrigen zentralen Rücken durch ein weiter niederes Bergland getrennt, das nur

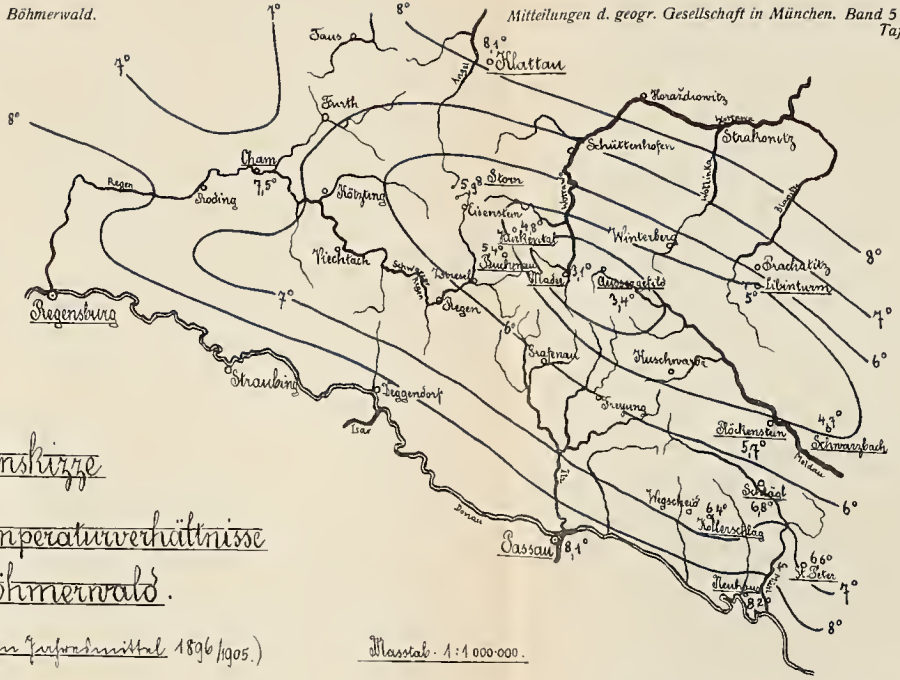
selten Höhen über 1100 m aufweist. Ebenso steht der Kubanystock ganz isoliert, nördlich und östlich von ihm erreichen keine Gipfel 1100 m, und von dem Zentralkamm ist er nicht nur durch das breite Bruchtal der Moldau, sondern auch durch eine Reihe niederer Berge getrennt (1100—1200 m).

Eine weitere Merkwürdigkeit ist, daß das Quertal des Schwarzen, Regens das am weitesten nach Nordosten zurückgreifende Tal der Südwestseite, gerade zwischen die höchsten Gipfel eingeschnitten ist (Arber 1457 — Rachel 1452 m, Seewand 1343 — Lakkaberg 1344 m). Die drei großen Kämme zwischen Schwarzem und Weißem Regen senken sich allmählich gegen Nordwesten (Seewand 1343 — Zwergeck 1327 — Osser 1293 m; Großer Arber 1457 — Kl. Arber 1389 — Schwarzeck 1230 — Mittagsstein 1134—Kaitersberg 999 m; Kronberg 983 — Wurzerspitze 817 m). Diese Züge kann man über den Weißen Regen hinaus verfolgen, nämlich den Regen-Wetzelzug über den Roßberg (668 m) zum Lamberg (601 m), den Kaitersberg zum Haidstein (743 m). In der Fortsetzung des Künischen Gebirges würde nun der Hohe Bogen liegen (1072 m) und es ist merkwürdig, daß hier der genannte nordöstliche Zug, der sonst geringere Höhen hat als der Arber-Kaitersbergkamm, noch einmal zu einer solchen Erhebung ansteigt, um so mehr, da der Hohe Bogen im Hornblendegebiet liegt, das sich im übrigen Teil durch fast peneplainartige Formen auszeichnet. Was die Ursache dieser anscheinenden Durchbrechung der Regel von der Konstanz der Gipfelhöhen ist, muß dahingestellt bleiben.

Die natürlichen Landschaften des Böhmerwaldes.

Am Anfang dieser Arbeit wurde ein Überblick über das zu behandelnde Gebiet gegeben, wobei aber die einzelnen Züge und Stöcke nur so zu Gruppen zusammengefaßt wurden, wie es sich bei einem Blick auf eine gute, die orographischen Verhältnisse berücksichtigende Karte ergibt. Nun am Schluß unserer morphologischen Betrachtungen angelangt, soll noch versucht werden, eine Gliederung unseres Gebietes in natürliche Landschaften vorzunehmen auf Grund der morphologischen Verhältnisse. Wenn eine solche Einteilung gemacht werden soll, so muß eine Landschaft sich von einer anderen durch eine bestimmte Formen-

Mitteilungen d. geogr. Gesellschaft in München. Band 5 1910
Tafel X.



Kartenskizze

der

Temperaturverhältnisse

im

Böhmerwalde.

(nach dem Jahresmittel 1896/1905.)

Maßstab 1:1 000 000.

Kunstanstalt „Graphia" G. m. b. H., München.

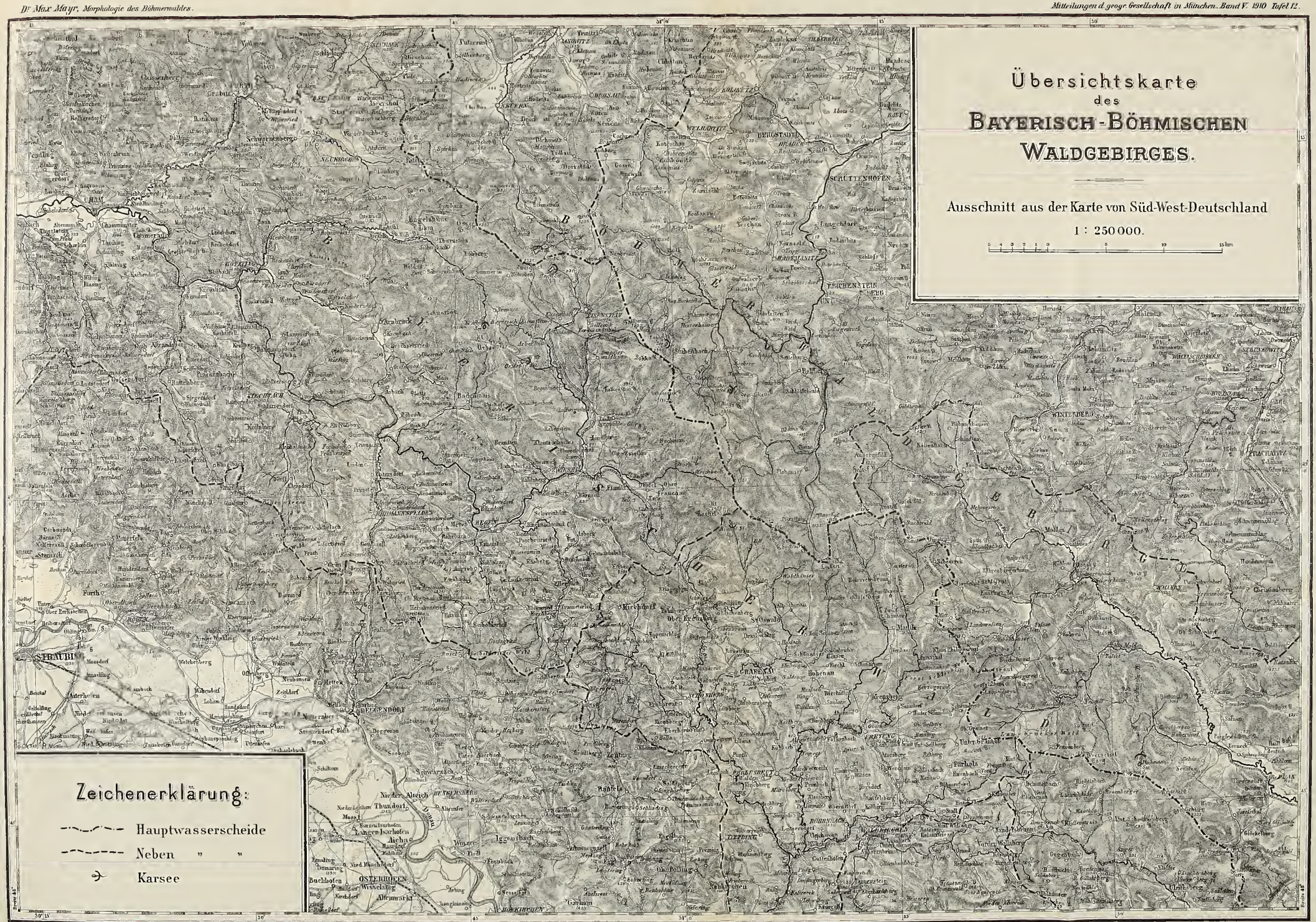
Karte der Niederschlagshöhen im Böhmerwald.

Jahresmittel nach den Beob. 1896–1905.

⊙ best. Regenstationen.

Massstab 1:500.000

Kunstanstalt „Graphia“ G. m. b. H., München.


Übersichtskarte
des
BAYERISCH-BÖHMISCHEN
WALDGEBIRGES.
Ausschnitt aus der Karte von Süd-West-Deutschland
1 : 250000.
Zeichenerklärung:
Hauptwasserscheide
Neben " "
Karsee
BÖHMERWALD
STRAUBING
REGENSBURG
OSTERHOFEN
GRAFENAU
FREYUNG
WINTERBERG
SCHÜTTENHOFEN
BERGSTADTL
HARTMANITZ
TASCHENTEIN
BERG
Topographisches Bureau 1910. (Höhenzahlen in Metern N.N.)

gruppe unterscheiden, die in dieser entweder überhaupt nicht vorhanden ist, oder doch sehr zurücktritt, während sie für jene charakteristisch ist, vielleicht sogar in ihr eine besonders gute Ausbildung erhalten hat. Wir können bei einer solchen Gliederung — abgesehen von den wenig in unser eigentliches Gebiet hineingreifenden Buchten von Cham und Neuern — sechs Landschaften unterscheiden:

1. Die Furth-Neumarkersenke ein peneplainartiges Gebiet, bestehend aus Tonschiefern und Hornblendegesteinen; flacher Erosionstaltypus; gut besiedelt und angebaut; weitestes Vordringen der Tschechen nach Westen.

2. Die Regen-Angelzüge: zwischen Chambach und dem Quertal des Schwarzen Regens, südwestl. bis zum Längstal des Schwarzen Regens: drei ausgeprägte Gebirgszüge unterbrochen durch das Quertal des Weißen Regens, bestehend im Südwesten aus Gneis, im Nordwesten aus Glimmerschiefer, Phyllit und Hornblendeschiefer; größte absolute Erhebung des Böhmerwaldes im Arber (1457 m) große tektonische Längstäler, enge Quertäler; reiche Bewaldung auf den Höhen, relativ gute Besiedelung und Bebauung in den tektonischen Tälern.

3. Der nördliche Teil des Pfahlgebirges: das Gebiet zwischen Regen und Pfahl, weiterhin zwischen den höheren Grenzzügen und dem Pfahl bis südöstl. Grafenau; weitgehend aufgelöst in Kuppen und kurze Rücken; vorwiegend aus Gneis, weniger aus Granit bestehend; mit Ausnahme des schluchtenartig eingeschnittenen Regentales kleinere Bäche in relativ breiten Tälern; Wald zurücktretend, mittelmäßig gut besiedelt und angebaut.

4. Das Plateau von Mader mit der nordwestlich davon gelegenen Gruppe des Lakkaberges; bestehend aus Granit, Gneis und (wenig) Glimmerschiefer; größte Massenentwicklung des Gebirges; hochgelegene meist flache Täler; fast ununterbrochene Bedeckung mit Wald und Sumpf. Rauhes Klima; geringste Bevölkerungsdichte; Zentrum der Holzwirtschaft.

5. Das Ilz-Moldaubergland; umfassen den östl. Teil der Ilz-Quellflüsse und das Bruchtal der Oberen Moldau; stark erniedrigtes und in einzelne flache Kuppen aufgelöstes, aus Granit und Gneis bestehendes Gebiet; flache versumpfte Täler; Wald vorwiegend im Nordosten; die Hänge der größeren Täler mittel-

mäßig gut besiedelt, Wirtschaft schlecht infolge klimatischer Ungunst; leichte Zugänglichkeit.

6. Das Plöckensteingebirge: aus Granit bestehender Höhenzug, der sich außerhalb unseres Gebietes gegen Osten fortsetzt; dichte Bewaldung, geringe Besiedelung; Holzwirtschaft.

Inhalt.

Seite
Grenzen und Einteilung 202
Geologischer Überblick 207
Klimatologische Verhältnisse 227
Hydrographie 266
Die Landschaftsformen 278
Die natürlichen Landschaften des Böhmerwaldes 322

Die tektonischen Störungslinien des Kesselbergs.

Von Dr. Joseph Knauer (München-Schlehdorf).

Mit 3 Tafeln.

Anlaß zu den nachfolgenden Untersuchungen gab die allmählich der Verwirklichung entgegengehende Idee der Ausnützung der Isarwasserkräfte mittels der Gefällsstufe des Kesselbergs. Da natürlich ein solches in jeglicher Hinsicht für Bayern bedeutungsvolles Riesenprojekt der eingehendsten Vorarbeiten bedarf, so mochte es nicht überflüssig erscheinen, gerade diejenige Stelle, an der das Hauptwerk errichtet werden soll, genauestens zu untersuchen und geologisch zu kartieren, insbesondere aber den Verlauf allenfallsiger Störungslinien, die für die Wasserführung im Gestein von Bedeutung sein können, genau festzulegen. Nachstehend seien nun die Resultate meiner in den Sommermonaten der letzten Jahre mit größeren Unterbrechungen vorgenommenen Untersuchungen in Kürze dargestellt

Herrn Prof. Dr. A. Rothpletz spreche ich für die mir bei der Ausarbeitung meiner Untersuchungsergebnisse gütigst gewährten wertvollen Mitteilungen und Anregungen hiermit meinen ergebensten Dank aus.

I. Kapitel.

Allgemeine Bemerkungen über frühere Beobachtungen.

Der Kesselberg ist ein Felsriegel, der den Herzogstand (westl.) mit dem Jocheralpberg (östl.) verbindet und damit einen natürlichen Staudamm bildet, der den Gewässern des Walchensees den Abfluß gegen Norden versperrt und sie zwingt, sich gegen Osten hin über eine ca. 60 m tiefer liegende Einsattelung in die Jachenau zu ergießen. Es ist nun sehr merkwürdig, daß der Jocheralpberg, der offensichtlich die natürliche Fortsetzung des Herzogstand-Heimgarten-Kammes ist, nicht in der Fluchtlinie dieses Kammes, sondern ca. 2 km nördlich von dieser Fluchtlinie liegt. Es drängt sich dem Beschauer sogleich der Gedanke auf, daß die Berge östlich des Kochel- und Walchensees im Vergleich zu den westlich gelegenen Gipfeln um ein beträchtliches Stück gegen Norden hinaus verschoben sein müssen. Diesem Gedanken hat bereits Gümbel, gestützt auf geologische Untersuchungen, Ausdruck gegeben, wie am Schluß des III. Kapitels ausführlicher gezeigt werden wird.

Bei der geologischen Untersuchung des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes in den Jahren 1904 und 1905 fand ich das von Gümbel vermutete Vorhandensein von SW.—NO. streichenden Verwerfungslinien in der Tat bestätigt, und zwar in der Umgebung des Kesselbergs sowohl als auch im ganzen Herzogstand-Heimgarten-Gebiet. Ich schrieb damals darüber[1]): „Es lassen sich drei Systeme von Verwerfungen unterscheiden: die Verwerfungen des einen Systems streichen annähernd von Westen nach Osten; sie bilden das longitudinale System; eine Anzahl von Spalten streicht annähernd von Süden nach Norden und bildet das transversale System; eine dritte Gruppe von Spalten endlich hat die Richtung von annähernd Südwest nach Nordost; ich nenne sie das diagonale System. Es besitzt neben dem longitudinalen System eine große Bedeutung im tektonischen Bau unseres Gebietes.“

Der ganze Gebirgskamm des Herzogstand-Heimgartens ist von unzähligen solchen Diagonalbrüchen durchsetzt, die sich

[1]) Geolog. Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes, Geognost. Jahreshefte, XVIII. Jahrgang, 1905, pag. 101.

allerdings wegen ihrer relativ geringen Einzelwirkung nicht jeder für sich nachweisen lassen, deren Vorhandensein aber man aus ihrer Gesamtwirkung schließen konnte[1]). Dagegen streicht im östlichen Teile des Kammes an der Ostseite des Herzogstandes eine große Diagonalspalte durch; ich schrieb damals[2]): „Hier schnitt sie die östlichste Partie (sc. des Herzogstandkammes!) ab und schob sie um ein gewaltiges Stück nach Nordosten hinaus; dadurch gelangte der südliche, bereits am Heimgarten aus der kolorierten Karte ausgetretene Flügel der Mulde wieder in unsere Karte und in unmittelbare Nähe des Nordflügels. Die Verwerfungslinie, an der dieser Schub erfolgte, läßt sich sehr genau verfolgen; sie beginnt zwischen dem Martinskopf und Fahrenbergkopf (die Herzogstandhäuser erheben sich auf ihr), zieht quer durch den Talkessel zum Schlehdorfer Alpel, streicht, indem sie ihren Kurs um einige Grade nach Süden[3]) ändert, über den Nordabhang des Rauchkopfes in die Tiefe des Hammersbaches, nimmt sodann ihre ursprüngliche Richtung wieder auf und geht, zuerst am Reitweg entlang, später ihn kreuzend, in den Wasserlauf südlich des Lausbergkopfes und zum Kesselberg." Hier, südlich des Lausbergkopfes, lief sie in der Richtung auf die prächtig aufgeschlossene Rutschfläche unweit der Kreuzung der alten und neuen Kesselbergstraße, so daß ich sie mit dieser Rutschfläche in Verbindung brachte und sie für die einzige und eigentliche Diagonalspalte hielt.

Um nun Aufschluß über den weiteren Verlauf dieser Diagonalverwerfung und insbesondere über das Ausmaß der Verschiebung zu bekommen, war es notwendig, in der vermutlichen Richtung der Störungslinie, also in den östlich des Kochelsees gelegenen Vorbergen genaue geologische Kartierung vorzunehmen, um womöglich außer dem einförmigen Hauptdolomit andere charakteristische Formationsglieder aufzufinden, deren ursprünglicher Zusammenhang durch die Diagonalverwerfung gestört und deren Teile auseinandergerissen sind, woraus man dann einen sicheren Anhaltspunkt für das Ausmaß der Verschiebung gewinnen konnte. Da ergab sich denn das überraschende Resultat, daß es nicht nur eine, sondern zwei annähernd parallel verlaufende Störungs-

[1]) l. c. pag. 102.
[2]) l. c. pag. 102.
[3]) Soll heißen: „gegen Osten".

linien sind, die in nicht allzu großer Entfernung von einander schief über den Kesselberg streichen (siehe die Karte, Taf. 20), ferner daß die von mir früher festgestellte Diagonalverwerfung nur in ihrem obersten Teile von den Herzogstandhäusern bis zum Schlehdorfer Alpel der Hauptstörungslinie entspricht, in ihrem unteren Teile (also vom Schlehdorfer Alpel bis hinunter zum Lausbergkopf) nur einen Seitenast der Hauptstörungslinie darstellt, der anscheinend nur von geringer Bedeutung ist.

II. Kapitel.

Über die Natur und Wirkung der Verwerfungen.

Vor der eigentlichen Beschreibung der geologischen Verhältnisse und des Verlaufes der Diagonalverwerfungen möchte ich einige allgemeinere Bemerkungen über die Natur und Wirkung von Verwerfungen vorausschicken.

Unter der Bezeichnung Verwerfungslinie, -kluft oder -spalte darf man sich nicht nur eine Kluftfläche oder Spalte im eigentlichen Sinne des Wortes vorstellen, sondern es soll unter dem Begriff Verwerfungslinie etc. eine mehr oder minder breite Störungs- oder Bruchzone verstanden werden: denn es ist selbstverständlich, daß bei der Bewegung der Gesteinsschollen die der Bruchspalte benachbarten Gesteinspartien stark zerrüttet und in Mitleidenschaft gezogen und meist zu einer förmlichen Reibungsbrekzie zermalmt werden, die gewöhnlich von ganzen Schwärmen von Rutschflächen durchzogen sind. Welche Breite eine solche Störungszone, recte Verwerfungslinie, erlangen kann, das hängt natürlich hauptsächlich von der Härte und Homogenität des betreffenden Gesteines ab. Der harte und massige Wettersteinkalk kann von einer Verwerfung ziemlich glatt durchschnitten werden, die Störungszone also hier sehr geringe Breite aufweisen. Im Hauptdolomit dagegen, der ein zu stärkster Zerklüftung neigendes Gestein darstellt, kann eine Verwerfungslinie unter Umständen die Gestalt einer ziemlich breiten Störungszone annehmen. Deshalb finden sich, wenn man den Verlauf einer Störungslinie verfolgt, die Rutschflächen oder Harnische nicht immer in einer genauen Linie hintereinander, sondern in manchen Fällen bis zu 20—30 m seitwärts der Mittellinie der Bruchzone. Nun kommen aber innerhalb der Bruchzone auch Rutschflächen vor,

die mehr oder minder von der allgemeinen Richtung der Verwerfung abweichen; dies findet jedoch sehr leicht seine Erklärung darin, daß bei einem so gewaltigen mechanischen Vorgange die Gesteinsfragmente nicht nur immer in der Richtung der Verwerfung aneinander vorbeigequetscht werden, sondern manchmal in den verschiedensten Richtungen geradezu durcheinander gepreßt werden; denn durch irgendwelche Hindernisse können Gesteinsschollen etwas zurückbleiben und auf- oder abwärts gedrückt werden; dadurch entstehen dann des öfteren widersinnig angeordnete Rutschflächen. Zum größten Teile jedoch werden die Rutschflächen die Orientierung der Verwerfungslinie erhalten; es läßt sich also umgekehrt aus der Orientierung der Mehrzahl der Rutschflächen die Bewegungsrichtung der Gesteinsschollen an einer Verwerfungslinie schließen.

Aus den im I. Kapitel gemachten allgemeinen Bemerkungen geht hervor, daß es sich in unserem Falle bei den zu besprechenden Diagonalverwerfungen um horizontale Verschiebungen von Schollen handelt, nicht um reine vertikale Bewegungen. An Überschiebungen ist bei den Diagonalverwerfungen ebenfalls nicht zu denken; denn die meisten der von mir gefundenen und genau beobachteten Rutschflächen deuten darauf hin, daß die Verwerfungen senkrecht in die Tiefe setzen, und nicht — wie es bei Überschiebungen der Fall sein müßte — horizontal oder nur schwach geneigt durch das Gebirge setzen. Die Bewegung der Schollen längs dieser vertikalen Bruchspalten dagegen war eine beinahe horizontale oder nur sehr sanft geneigte. Denn 75% aller von mir beobachteten, ziemlich zahlreichen Rutschflächen im Bereich der Diagonalverwerfungen weisen Striemen auf, die mit ca. 10°—15° Neigung gegen NO. einfallen, während 25% unregelmäßige oder widersinnige Orientierung besitzen. Die Dislokationen waren also — exakt ausgedrückt — folgende: An den vertikal in die Tiefe setzenden Bruchflächen der beiden Diagonalverwerfungen wurde jeweils der östliche Flügel um ein beträchtliches Stück gegen NO. verschoben und dabei in einer Neigung von 10°—15° nach abwärts bewegt. Welche Wirkungen durch die scheinbar nur geringe Absenkung hervorgebracht wurden, wird in einem späteren Kapitel erläutert. Im nächsten Kapitel soll erst der Verlauf der beiden großen Diagonalspalten genau geschildert werden.

III. Kapitel.

Beschreibung der geologischen Verhältnisse und des Verlaufes der beiden Verwerfungslinien.

Zum Verständnis des Folgenden ist es nötig, zuerst einen Überblick über die Verbreitung der in unserem Gebiet vertretenen Formationsglieder zu geben. Es kommen dabei folgende Formationsglieder in Betracht:

8. Flysch	(Tertiär? oder) Kreide
7. Jura-Aptychenschichten	Jura
6. Lias-Schichten	
5. Kössener-Schichten	Trias
4. Plattenkalk	
3. Hauptdolomit	
2. Raibler-Schichten	
1. Wettersteinkalk	

Der Wettersteinkalk bildet am steilen, felsigen Südwestufer des Kochelsees zwei O—W. verlaufende, ausgedehnte parallele Züge, die nur durch einen schmalen Streifen Raibler-Schichten voneinander getrennt sind. Dem südlichen Wettersteinkalkzug parallel verläuft längs einer Verwerfung ein schmaler Streifen Hauptdolomit und längs diesem dann ein ziemlich breiter Zug Kössener-Schichten. Die östliche Fortsetzung dieser 4 resp. 5 Schichtenzüge ist am Jochbach auf eine Ausdehnung von ca. 700—800 m unterbrochen, und zwar dadurch, daß die Gesteinszüge hier von dem Delta des Jochbaches bedeckt sind; nur 3 isolierte Hügel mitten im Delta beweisen ihr Vorhandensein. Der Sägbühel ist eine aus der Tiefe aufragende Klippe des südlichen Wettersteinkalkzuges; der südlich davon gelegene kleine Hügel besteht aus Hauptdolomit und entspricht dem schmalen Hauptdolomitzuge, während wiederum etwas südlich davon ein Doppelhügel aus Kössener Gesteinen die Fortsetzung des ausgedehnten Kössener Zuges beweist. Aber die ziemlich erhebliche Breite des Hauptdolomit- und Kössener Zuges, die ursprünglich zusammen etwa 700 m betrug, ist hier bedeutend geringer geworden; sie beträgt höchstens noch 200 m und am Gasthaus Altjoch, wo sie in noch kleineren Überresten vorkommen, keilen diese beiden Züge überhaupt aus. Dagegen setzt sich hier der

unterbrochene südliche Wettersteinkalkzug in normaler Breite und Mächtigkeit fort; der nördliche Zug erscheint erst beim Gasthaus Kesselberg und beide erstrecken sich in östlicher Richtung bis über die neue Kesselbergstraße hinaus, wo sie dann plötzlich an der westlichen großen Diagonalspalte unvermittelt enden. Zwischen den beiden parallelen Wettersteinkalkzügen liegt aber nicht mehr, wie im westlichen Teile, nur ein schmaler Streifen von Raibler-Schichten, sondern eine Anzahl bunt zusammengewürfelter kleiner Schollen von Hauptdolomit, Kössener-Schichten und sandigen und kalkigen Gesteinen, welch letztere höchstwahrscheinlich den Raibler-Schichten zugehören dürften. So ist z. B. am Beginne der Kesselbergstraße an der Stelle, wo die alte Kesselbergstraße von der neuen Straße abzweigt, eine Scholle von gelbgrauem Kalk. Unweit davon, kurz vor der Brücke über den Heckenbach, liegt Hauptdolomit über diesen gelbgrauen Kalken. An der nördlichen Ausbuchtung der ersten Schleife der neuen Straße stehen gelblich graubraune Kalke an, über welchen ebenfalls Hauptdolomit liegt; diese Kalke sind unweit westlich von hier in einem Steinbruch aufgeschlossen; v. Ammon hält diese Kalke für Rhät[1]) und bringt sie mit den an der nördlichen Ausbuchtung der zweiten Schleife anstehenden Rhätkalken in Verbindung. Letzteres ist aber in der Tat nicht angängig, da mitten zwischen beiden Punkten typischer Hauptdolomit ansteht; auch weisen die absolut fossilleeren graubraunen Kalke der westlichen Schleife keine petrographische Ähnlichkeit mit den fossilreichen grauen Kalken und Mergeln der zweiten (östlichen) Schleife auf. Die graubraunen Kalke der westlichen Schleife, ferner die gelbgrauen Kalke an der Abzweigstelle der alten Kesselbergstraße gehören meiner Ansicht nach zu den Raibler-Schichten; allerdings gelang es mir nicht, aus diesen Schichten irgend eine Versteinerung zu gewinnen, um ihr Alter sicher bestimmen zu können; Vergleiche mit Raibler-Gesteinen von Oberau (im Loisachtale) sprachen für Gleichalterigkeit. Nordöstlich von den oben erwähnten Rhät-Gesteinen finden sich noch kleinere Schollen von diesen zweifelhaften Raibler-Gesteinen nebst sandigen Schichten, die sicher ebenfalls den Raibler-Schichten

[1]) L. v. Ammon, Die neuen Aufschlüsse an der Kesselbergstraße. Geognost. Jahreshefte VII, 1894, pag. 96.

angehören dürften; daneben noch kleinere Schollen von Hauptdolomit und Rhät-Schichten; daselbst ist in dem Bachbett des Tälchens eine sehr schöne Rutschfläche an einer Verwerfung zwischen Hauptdolomit und Kössener Mergeln aufgeschlossen, die in Tafel 18 wiedergegeben ist; die Verwerfung streicht N. 30° O., die Striemen sind wenig gegen NO. geneigt; der Hauptdolomit, an dem die Rutschfläche sich befindet, ist zu einer feinkörnigen Brekzie zermalmt; unmittelbar an die Rutschfläche sind äußerst fossilreiche Kössener Mergel angepreßt. Diese Rutschfläche liegt noch nicht im eigentlichen Bereich der großen Verwerfungen, aber doch in großer Nähe davon.

Diese von kleinen verschiedenalterigen Schollen erfüllte Partie zwischen den beiden Wettersteinkalkzügen ist wie diese durch die westliche Diagonalspalte schräg abgeschnitten. Östlich von dieser großen Verwerfung findet sich nur mehr Hauptdolomit. Die Fortsetzung der Wettersteinkalkzüge und ihrer Zwischenzone trifft man erst wieder erheblich weiter nordöstlich im Streichen dieser Diagonalverwerfung. Auch hier sind die Repräsentanten der beiden Wettersteinkalkzüge vorhanden, am Kienstein die Fortsetzung des südlichen Zuges, am Stutzenstein die des nördlichen Wettersteinkalkzuges. Die Entfernung zwischen dem Kienstein und dem südlichen Wettersteinkalkzug am Kesselberg beträgt ca. $1^1/_2$ km. Um diesen Betrag ist also der östliche Flügel der Verwerfung gegen NO. hinausgeschoben worden. Kienstein und Stutzenstein haben wahrscheinlich durch die Zerrung des Schubes einen größeren Abstand von einander, so daß die zwischen ihnen vorhandenen Raibler-, Hauptdolomit- und Rhät-Schichten, wozu sich hier auch noch kleine Fetzen von Juraschichten gesellen, in viel größerem Raume vertreten sind, als an der Kesselbergstraße. Ihre Lagerungsverhältnisse sind hier ebenso verwickelt und unregelmäßig, wie an der Kesselbergstraße; dazu kommt noch, daß ziemlich viel Schutt in Form von Moränen und Gehängeschutt einen beträchtlichen Teil des Geländes bedecken und so der Deutung der Lagerungsverhältnisse große Schwierigkeiten in den Weg legen. Die west-östliche Ausdehnung dieser Züge ist hier aber nicht sehr groß, denn sie sind hier ebenso wie an der Kesselbergstraße im Osten schräg abgeschnitten durch die östliche große Diagonalspalte, längs derer wiederum Hauptdolomit an die schräg abgeschnittenen Züge herangebracht ist.

Die weitere östliche Fortsetzung der Wettersteinkalkzüge muß natürlich wiederum um ein gutes Stück weiter im Nord-Osten zu suchen sein und zwar in einer Entfernung von mindestens 2 km; denn erst am Zwieselschrofen steht wieder eine Klippe von Wettersteinkalk an, die nur als die Fortsetzung des südlichen Wettersteinkalkzuges gedeutet werden kann. Genaueren Aufschluß darüber und über den weiteren Verlauf der Züge wird erst die Kartierung des ganzen Benediktenwand-Gebirges zwischen Kochelsee und Isartal bringen.

Die geologischen Verhältnisse unmittelbar am Ostufer des Kochelsees zwischen dem besprochenen nördlichen Wettersteinkalkzug und dem Flyschgebirge bei Kochel sind sehr kompliziert, entsprechen aber im allgemeinen denen des Westufers, wie ein Blick auf die Karte lehrt. Ebenso wie am Westufer südlich der Flyschgrenze sich ausgedehnte Partien von Raibler-Schichten, Hauptdolomit und Lias-Schichten vorfinden, stehen diese auch am Ostufer an; allerdings sind die Lias-Schichten, die ungefähr in der Gegend des Gasthofes „Grauer Bär" vorhanden sein müssen, nicht aufgeschlossen, da das Terrain hier mit Gehängeschutt bedeckt ist; jedoch deutet das Auftreten von Quellen auf die Anwesenheit der mergeligen Lias-Schichten hin. Sehr gestört sind die Lagerungsverhältnisse der Raibler-Schichten bei Neujoch, indem hier mitten zwischen den Raibler-Schichten Fetzen von Lias- und Jura-Schichten eingeklemmt sind, wie im Gipsbruch sehr schön zu sehen ist. Ferner finden sich hier an der Flyschgrenze noch schmale Streifen von Hauptdolomit und Lias. Von eingehender Beschreibung dieser Verhältnisse kann hier abgesehen werden, da sie für die Kenntnis der Diagonalspalten und das Ausmaß der Verschiebung keinerlei wesentliche Gesichtspunkte liefern würde. Es sei nur noch bemerkt, daß der Hauptdolomit dieses Gebietes von der westlichen Diagonalspalte schräg abgeschnitten ist. Die vermutliche östliche Fortsetzung dieses Hauptdolomitzuges liegt bereits außerhalb des von mir untersuchten Gebietes.

Den überwiegenden Anteil am Aufbau des eigentlichen Kesselbergs hat der Hauptdolomit. Bei der Einförmigkeit seiner Schichtenfolge ist es außerordentlich schwer, darin etwaige Verwerfungen aufzufinden und zu verfolgen; die einzigen Hilfsmittel dazu sind der Wechsel im Streichen und Fallen der

Schichten und etwaige Verwerfungsbrekzien mit Rutschflächen; die Größe einer Verschiebung jedoch, d. h. das Ausmaß der Verschiebung könnte man natürlich im Hauptdolomitgebirge allein niemals feststellen.

Es erübrigt noch, die Verteilung der Formationsglieder auf dem Herzogstand- und auf dem Jocheralpkamme soweit als nötig zu besprechen. Den Hauptanteil am Aufbau beider Kämme besitzt der Hauptdolomit; nur auf den Kammhöhen sind noch Plattenkalk und z. T. auch noch Kössener-Schichten in den Hauptdolomit eingefaltet. So findet sich auf dem Fahrenbergkopf (südlich des Herzogstandgipfels) Plattenkalk in größeren Partien vor; er ist hier allerdings infolge der westlichen Diagonalverwerfung im Vergleiche zu seiner westlich über den Heimgarten hinziehenden Fortsetzung ziemlich gegen NO. verschoben und hat damit bei der erstmaligen Kartierung einen Hinweis auf die hier durchziehende große Verwerfung gegeben. Diese Plattenkalkpartie des Fahrenbergkopfes ist durch mehrere untergeordnete Längsverwerfungen in drei annähernd parallele Züge zerspalten[1]). Am Südfuße des Fahrenbergkopfes grenzen mittels einer Längsverwerfung die versteinerungsreichen Kössener Mergel an den Hauptdolomit an.

Ähnliche Verhältnisse wie am Herzogstandkamme finden sich am Jocheralpkamm; auch dieser ist größtenteils aus Hauptdolomit aufgebaut, in den Plattenkalk und Kössener-Schichten in Form einer Mulde eingefaltet sind, die durch verschiedene Längs- und Diagonalverwerfungen gestört ist (in die beigegebene geologische Karte habe ich den Verbreitungsbezirk des Plattenkalkes eingezeichnet, die untergeordneten Störungen dagegen nicht berücksichtigt, da sie für unsere Zwecke unwesentlich sind).

Auch am Südfuße des Jocheralpberges lagern sich — genau wie am Fahrenbergkopfe — mittels einer Verwerfung an den Hauptdolomit die Kössener-Schichten und an diese der Plattenkalk an, die bei Sachenbach und am Ostufer des Walchensees in eine Anzahl von Mulden und Sätteln zusammengefaltet sind. Diese an der Sachenbacher Straße am Nordostufer des Walchensees sehr gut aufgeschlossenen Kössener Schichten sind natürlich die

[1]) Geolog. Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes, Geognost. Jahreshefte XVIII, Jahrgang 1905, pag. 102.

Fortsetzung der am Südfuße des Fahrenbergkopfes anstehenden Kössener-Schichten; es ist bemerkenswert, daß sie im Vergleiche zu ihrer westlichen Fortsetzung am Fahrenbergkopfe durch die große östliche Diagonalverwerfung um ca. 2 km gegen NO. verlagert sind. Es ist das dieselbe Distanz, wie die früher besprochene Entfernung zwischen dem Wettersteinkalk des Zwieselschrofens und dem des Kiensteins.

Im Folgenden soll nun der genaue örtliche Verlauf der beiden großen Diagonalverwerfungen, soweit sie in dem untersuchten Gebiete liegen, verfolgt und beschrieben werden.

Wie bereits im I. Kapitel erwähnt beginnt die westliche Diagonalverwerfung östlich des Martinskopfes an der Stelle, wo sich die Herzogstandhäuser erheben; sie streicht von hier in nordöstlicher Richtung zum Schlehdorfer Alpel hinunter; sie schneidet — wie kurz vorher erwähnt — den Plattenkalkzug schräg ab, dessen östlicher Teil erheblich gegen NO. verschoben ist; die genaue Größe dieser Verschiebung läßt sich hier nicht feststellen. Beim Schlehdorfer Alpel gabelt sich die Verwerfung in zwei Äste, von denen der eine in einer um ca. 18° von der bisherigen abweichenden Richtung gegen den Hammersbach verläuft und wahrscheinlich bis zur östlichen Diagonalverwerfung sich erstreckt; diesen anscheinend wenig bedeutungsvollen Seitenast hielt ich früher für die Hauptspalte. Auf Grund meiner neueren Untersuchungen stellte sich heraus, daß die von den Herzogstandhäusern zum Schlehdorfer Alpel herabziehende Verwerfung in der gleichen Richtung bis in die Tiefe des Hammerbaches weiterstreicht. Bei P. 1 meiner Karte[1]) ist unmittelbar am Reitweg im Hauptdolomit die Verwerfung durch eine Rutschfläche markiert, die [N. 40° O.] streicht und deren Striemen bis zu 15° gegen NO. geneigt sind. In der Tiefe des Hammerbaches bei P. 2 meiner Karte ist die Verwerfung wiederum ausgezeichnet markiert durch sehr gestörte Lagerung des Hauptdolomits und durch eine Anzahl von Rutschflächen, die sämtlich ein durchschnittliches Streichen [N. 30°—50° O.] besitzen, und deren Striemen horizontal oder bis zu 15° gegen NO. geneigt sind. Hier an diesem Punkt zweigt von der Hauptspalte wiederum ein Seitenast ab,

[1]) Um die beschriebenen Punkte auf der Karte (Taf. 20) und im Gelände leichter auffindbar zu machen, habe ich sie auf der Karte mit fortlaufenden Nummern bezeichnet.

der in der Richtung [N. 20° O.] gegen die Spitze des Jochbachdeltas am Kochelsee verläuft. An den Punkten 2a und 2b sind nämlich Rutschflächen aufgeschlossen, die [N. 20° O.] streichen und horizontale Striemen aufweisen. Auch dieser Seitenast besitzt keine große Bedeutung. Die Hauptverwerfung streicht ca. [N. 50° O.] über den den Hammersbach nördlich begrenzenden Höhenzug hinweg und hinunter in das Tälchen nordwestlich des Lausbergkopfes. Leider ist das in Betracht kommende Terrain stark bewaldet und fast ohne Aufschluß; dennoch ließ sich an zwei Stellen der Verlauf der Störung nachweisen; an P. 3 am Fuße der Felswand ist eine Rutschfläche [N. 30° O., Str. ca. 50° N.][1]), ferner an P. 4 sehr brekziöser Hauptdolomit mit Rutschflächen [N. 50° O., Str. 15°—20° NO.]. Letzterer Punkt ist allerdings nicht genau in der Verwerfungslinie selbst gelegen, sondern ca. 60—80 m südöstlich davon. Zwischen P. 4 und P. 5 fehlen leider geeignete Aufschlüsse; erst bei P. 5 und P. 6 ist wieder sehr gestörte Lagerung der Hauptdolomitschichten, die hier ziemlich brekziös sind, zu beobachten. Bei P. 6 tritt die Verwerfung in das Tälchen ein, in dem sich die verschiedenen Quellen und Zuflüsse des Kesselbachs vereinigen, und trifft nach Überquerung dieses Tälchens die neue Kesselbergstraße bei P. 7, wo durch den Straßenbau die Störungszone prächtig aufgeschlossen ist; der Hauptdolomit ist an dieser Stelle äußerst gestört und brekziös, und von vielen Harnischen durchzogen, die sämtlich ein durchschnittliches Streichen [N. 40° O.] besitzen, während die Striemen meist horizontal oder bis 15° NO. geneigt sind. Das Vorhandensein dieser großen Störungslinie ist aber hier außerdem auch noch durch das verschiedenartige Streichen und Fallen des Hauptdolomits auf beiden Seiten der Störungslinie bewiesen: im nordwestlichen Flügel (zunächst der Gedenktafel) zeigen die Schichten [N. 70° W., 60° S.], im südöstlichen Flügel dagegen streichen die Schichten [N. 70° O.] und stehen senkrecht.

Von hier aus streicht die Bruchlinie in der Richtung [N. 40° O.] weiter; bei P. 8 berührt sie beinahe wieder die Straße; hier unweit davon ist im Hauptdolomit an der Straßenböschung ein Harnisch, der [N. 50° O.] zeigt, dessen Striemen ca. 20° SW. geneigt sind. Die Verwerfung quert nun den Heckenbach und

[1]) Str. = Striemen.

streicht, immer ihre Richtung beibehaltend, am jenseitigen Hang in die Höhe, wo sie den südlichen Wettersteinkalkzug trifft und ihn schräg abschneidet. Bei P. 9 ist im Hauptdolomit ein Harnisch aufgeschlossen, der [N. 50° O., Str. 20° SW.] aufweist. Im weiteren Verlauf schneidet die Verwerfung bekanntlich die zwischen den beiden Wettersteinkalkzügen liegende Zwischenzone und schließlich auch den nördlichen Wettersteinkalkzug schräg durch. Die östliche Fortsetzung dieser Züge ist durch die Verwerfung bekanntlich um $1^1/_2$ km gegen NO. verschoben worden. Der aus Wettersteinkalk bestehende Kienstein dürfte die Fortsetzung des südlichen Wettersteinkalkzuges darstellen. Verlängert man nämlich die Störungslinie, die bis zum Brandenstein genau verfolgt werden kann, in derselben Richtung weiter, dann trifft sie genau auf das westliche Ende des Kiensteins; leider ist es nicht möglich, zwischen Brandenstein und Kienstein die Störungslinie durch Harnische oder Verwerfungsbrekzien nachzuweisen, da das ganze Terrain mit Schutt bedeckt ist. Im Wettersteinkalk des Kiensteins jedoch (P. 10) ist eine Rutschfläche [N. 20° O., Str. horizontal], welche auf die hier durchstreichende Störungslinie hinweist. Vom Kienstein verläuft diese dann ca. [N. 50° O.] am Gehänge abwärts in die Tiefe des Lainbachgrabens; noch bevor sie die Talsohle erreicht, tritt bereits das anstehende Gestein des Westflügels, nämlich Hauptdolomit, aus dem Gehängeschutt hervor; aus diesem Gestein setzt sich nämlich der unmittelbar an die Störungslinie herantretende Teil des Westflügels zusammen, soweit er überhaupt für unsere Untersuchung in Betracht kommt. Von der Stelle, wo die Störungslinie den Lainbachgraben quert, steht Hauptdolomit des Westflügels ununterbrochen im Bachbett des Lainbachgrabens bis beinahe zur Mündung des Lainbaches in den Kochelsee an; er ist nirgends wesentlich gestört; Streichen und Fallen ist überall gleichsinnig. Durch die große Diagonalspalte nun ist dieser Hauptdolomitzug schräg abgeschnitten und an ihn die verschiedenen aufs unregelmäßigste gelagerten Schollen der Zwischenzone herangebracht. Im Lainbachgraben sowohl, wie im Saulachgraben sind die Schollen dieser Zwischenzone gut aufgeschlossen. Der nördliche Wettersteinkalkzug ist durch den Wettersteinkalk des Stutzensteins repräsentiert. Im Saulachgraben bei P. 11 ist die Diagonalverwerfung sehr gut aufgeschlossen; der Hauptdolomit des Westflügels sowohl wie auch

Rutschfläche an einer Verwerfung zwischen Kössener-Mergel (im Vordergrund links) und Hauptdolomit, an dem die Rutschstriemen sichtbar sind.

Rutschfläche im Hauptdolomit an der neuen Kesselbergstraße.

die Kössener Schichten des Ostflügels sind außerordentlich gestört und in den letzteren sind eine Unzahl von Rutschflächen enthalten, welche alle in der Richtung [N. 30°—40° O.] streichen, während die Striemen horizontal sind oder ganz wenig Neigung aufweisen. Auch in den beiden nächsten nordöstlich gelegenen Parallelgräben ist die Verwerfung noch gut aufgeschlossen. Der weitere Verlauf der Diagonalverwerfung wird erst durch die genaue Kartierung der nächstgelegenen Vorberge festgestellt werden können.

Ungefähr parallel und in nicht allzu großer Entfernung von der beschriebenen westlichen Diagonalverwerfung verläuft die östliche Diagonalspalte, längs derer der östliche Flügel im Vergleich zum westlichen ebenfalls ein erhebliches Stück gegen NO. verschoben wurde. Sie verläuft vom Walchensee bis zum Kienstein ausschließlich im Hauptdolomit; erst am Kienstein trifft sie die durch die westliche Verwerfung verschobenen Teile der Wettersteinkalkzüge und schneidet sie ebenfalls schräg ab. Die östliche Fortsetzung des durch den Kienstein markierten südlichen Wettersteinkalkzuges dürfte der Wettersteinkalk des Zwieselschrofen darstellen. Die Entfernung zwischen Kienstein und Zwieselschrofen beträgt fast genau 2 km; um diese Strecke also ist der Ostflügel gegen NO. verschoben worden. In dem Graben südwestlich des Zwieselschrofen ist die Verwerfung gut aufgeschlossen (P. 12): An den Wettersteinkalk ist im NW. sehr brekziöser Dolomit angelagert, die Verwerfungskluft zwischen beiden hat die Richtung [N. 40° O.]. In dem nächsten südwestlich gelegenen Parallelgraben bei P. 13 ist die Diagonalverwerfung angedeutet durch die beträchtliche Zerrüttung des Gesteins und die zahlreichen kleinen Rutschflächen, die das Gestein durchschwärmen und meist [N. 30°—60°] aufweisen. Im Saulachgraben bei P. 14 ist die Verwerfung wieder sehr gut aufgeschlossen; der westliche Flügel besteht hier aus Kössener Schichten der Zwischenzone, der östliche Flügel aus Hauptdolomit; die Lagerung der Schichten dies- und jenseits der Verwerfung ist durchaus diskordant; die Kössener-Schichten zeigen [N. 60° O., ca. 70° S.], der Hauptdolomit dagegen [N. 50° W., 30° SW.]. Bei P. 15 ist der Verlauf der Strömungslinie durch ein kleines Joch im Terrain ausgeprägt; südöstlich des Joches steht Hauptdolomit an, während der Felskopf nordwestlich davon aus gelbbräunlichen dolomitischem Kalk (Raibler?) besteht; auf der Nordseite des Kopfes findet sich

gelber oolithischer Kalk, wie ich ihn früher[1]) unter der Bezeichnung „rhätische Grenzkalke" beschrieben habe. In der Tiefe des Lainbachgraben bei P. 16 besteht der westliche Flügel der Verwerfung aus Kössener-Schichten, deren Lagerung ziemlich gestört ist; der Ostflügel ist wiederum Hauptdolomit [OW., ca. 70° S.]. Dasselbe scheint bei P. 17 der Fall zu sein; doch ist das Terrain hier nicht genügend aufgeschlossen, um konstatieren zu können, ob die etwas weiter nordwestlich anstehenden Kössener-Schichten in der Tat unmittelbar an den Hauptdolomit des Ostflügels angrenzen. Ebenso ist bei P. 18 der westliche Flügel unter Schutt verborgen. Erst bei P. 19 tritt die Verwerfung wieder außerordentlich klar in die Erscheinung, indem hier, wie des öfteren schon erwähnt, der südliche Wettersteinkalkzug des Kienstein durch die Verwerfung schräg abgeschnitten und an ihn der Hauptdolomit herangebracht ist.

Der weitere Verlauf der Verwerfung gegen SW. liegt von da ab vollständig im Hauptdolomit und ist also nur durch das Vorhandensein von Lagerungsstörungen und Rutschflächen festzustellen. So ist in dem Graben bei P. 20 das Hauptdolomitgestein äußerst brekziös und von zahlreichen Rutschflächen durchschwärmt, welche alle [N. 30°—60° O.] streichen. Das Gleiche ist der Fall etwas südwestlich davon in einem Graben bei P. 21; die Harnische zeigen ebenfalls [N. 30°—50° O., Str. ca. 10° NO.]. Im Heckenbach bei P. 22 ist die Verwerfung durch äußerst gestörte Lagerung des Hauptdolomits zu schließen; ebenso an P. 23 bei der Kesselbergstraße. Ganz hervorragend ist aber die an der Kesselbergstraße in großer Ausdehnung aufgeschlossene Rutschfläche bei P. 24, die in Taf. 19 wiedergegeben ist; es ist diejenige Stelle, die von Laien gewöhnlich als Gletscherschliff angesehen wird. Die Rutschfläche streicht [N. 40° O.], während die Striemen 20° NO. geneigt sind. An P. 25 in der Sohle des Tälchens ist ebenfalls ein Harnisch im sehr zerrütteten Hauptdolomit, der [N. 40° O., Str. horizontal] aufweist.

Auf dem höchsten Punkt der Kesselbergstraße bei P. 26 ist das Durchstreichen der Diagonalverwerfung wieder sehr gut zu konstatieren; der Hauptdolomit der westlichen Straßenböschung ist außerordentlich gestört und von vielen Harnischen durchzogen, die meist [N. 40° O.] streichen, deren Striemen horizontal oder

[1]) l. c. pag. 78.

wenig geneigt sind. Ebenso ist an den Böschungen der zum Walchensee hinunterführenden Schleifen der Kesselbergstraße P. 27 der Hauptdolomit stark zerrüttet und darin an den verschiedensten Punkten Rutschflächen sichtbar, die meist [N. 30° bis 50° O.] zeigen, deren Striemen horizontal oder wenig geneigt sind.

Der weitere Verlauf der Diagonalverwerfung im SW. von Urfeld entzieht sich ca. 1 km weit der unmittelbaren Beobachtung, da das in Betracht kommende Terrain unter dem Wasserspiegel des Walchensees liegt. Erst beim Fixpunkt 806 am Fuße der großen Sandrießen müßte der Berechnung nach die Störungszone wieder an die Oberfläche kommen und dann fortan in der Richtung und in unmittelbarer Nähe des heutigen Walchenseeufers verlaufen, somit auch wieder beobachtet werden können. In der Tat ist auch an dem felsigen Nordwestufer am Fuße der Kirchelwand das Vorhandensein der Störungslinie prächtig nachweisbar. Durch den im Verlaufe des Jahres 1909 erfolgten Straßenerweiterungsbau zwischen Urfeld und Walchensee wurden die Hauptdolomitschichten des nordwestlichen Walchenseeufers fast in der ganzen Länge der erweiterten Straße aufs günstigste aufgeschlossen. Da zeigte es sich denn, daß allenthalben die Schichten stark gestört sind und daß das Gestein größtenteils brekziös und von einer Unzahl von Rutschflächen durchschwärmt ist, welche in ihrer überwiegenden Mehrzahl nordöstliches Streichen erkennen lassen, während die Striemen meist horizontal oder mehr oder minder geneigt verlaufen.

Über die weitere Erstreckung der beiden großen Diagonalverwerfungen im Süden und Südwesten des Walchensees werden erst künftige Untersuchungen Aufschluß bringen können.

v. Gümbel hat das Vorhandensein dieser großen Störungslinie und ihre Bedeutung für den tektonischen Aufbau des Kochel-Walchenseegebietes richtig erkannt, wie aus folgendem Zitat zu ersehen ist[1]): „Dazu gesellt sich hier als wirkendes Hauptmoment das örtliche Zusammentreffen dreier großartiger geotektonischer Faltungs- und Spaltungslinien, deren Spuren wir in dem SW—NO. streichenden Hauptabbruche der Zugspitzwand, in der N—S. Isardurchbruchspalte bei Mittenwald und in einer W—O. Faltungsrichtung leicht erkennen.“ Es ist meines Erachtens

[1]) K. W. v. Gümbel, Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges, 1861. pag. 327.

kaum zweifelhaft, daß unsere östliche Diagonalverwerfung mit der „Isardurchbruchspalte“ v. Gümbels identisch ist, welch letztere aus ihrer ursprünglichen südnördlichen Richtung bei Mittenwald allmählich in die nordöstliche Richtung am Walchensee umbiegt, wie ein Blick auf die v. Gümbel'sche Übersichtskarte lehrt. Ob auch die westliche Diagonalspalte mit der „Isardurchbruchspalte“ in Zusammenhang gebracht werden darf oder ob sie auf eine andere durch das Wetterstein- und Krottenkopfgebirge setzende Verwerfung zurückzuführen ist, darüber läßt sich vorerst noch nichts weiter sagen.

IV. Kapitel.

Über das Alter der Verwerfungen und ihre Beziehungen zur Entstehung des Walchensees.

Vorstehende Beschreibung der beiden Diagonalverwerfungen hat gezeigt, daß diese in ziemlich gerader Linie durch das ganze Gebirge hindurchstreichen. Die außerordentlich gestörten Partien der Wettersteinkalkzüge sind, wie im III. Kapitel ausführlich dargelegt ist, durch sie zweimal schräg durchschnitten. Daraus folgt also, daß diese Schollenverschiebung zu einer Zeit erfolgt sein muß, in der die Gebirgsbildung in der Hauptsache beendet war; denn hätten im Gebiet der Diagonalverwerfungen nachträglich noch irgend welche erhebliche horizontale Gebirgbewegungen stattgefunden, dann könnten die Diagonalverwerfungen unmöglich so ungestört erhalten geblieben sein, sondern sie wären gestört und ihr ehemaliger Verlauf wäre vollständig verwischt worden.

Einzig und allein die geringe Ausbauchung der Verwerfungslinien gegen NW. in der Nähe des Kiensteins deutet darauf hin, daß nachträglich ein Einsinken der Gesteinspartien des Kiensteins stattgefunden hat, und daß also im Kochelseegebiet wahrscheinlich ausgedehntere Einsturzvorgänge stattgefunden haben, die die Bildung eines Seebeckens veranlaßt haben können. Vielleicht hängt das Einsinken des Kiensteins aber auch z. T. mit dem Vorhandensein des Gipsstockes bei Neujoch zusammen, indem durch dessen teilweise Auslaugung ein Nachsinken des Kiensteins gegen den Kochelsee befördert wurde.

Die diagonalen Schollenverschiebungen dürften also die letzten großen Bewegungen gewesen sein, von denen das Kochel-Walchenseegebiet betroffen wurde. Daraus folgt weiterhin, daß zur selben Zeit, als die diagonalen Verschiebungen vor sich gingen, die Gebirgskämme und die Längstäler als solche bereits existiert haben müssen. Diese Tatsache gibt nun überraschenden Aufschluß über die so lange schon strittige Frage der Entstehung des Walchenseebeckens. Penck[1]) erklärte den Walchensee bekanntlich als Erosionssee; Rothpletz[2]) dagegen führt seine Entstehung auf tektonische Vorgänge zurück, und begründet diese Anschauung mit dem Bodenrelief des Walchensees, das ganz und gar den geologischen Verhältnissen der Jachenau entspräche. Rothpletz schreibt wörtlich: „Der Walchensee ist also ein Muldensee, der durch ungleichmäßige Bewegung der Muldenaxe entstanden ist und auch entstanden wäre, wenn es gar keine Erosion gäbe.“ Die Tatsachen bestätigen die Anschauung Rothpletz's vollauf. Der Walchensee ist in der Tat nichts anderes, als ein Teil des Jachenauer Längstales, das durch die östliche Diagonalverwerfung schräg entzwei geschnitten ist, und dessen östlicher Teil (Walchenseebecken und Jachenauer Tal) um ca. 2 km nach NO hinausgeschoben wurde, während der westliche Teil des Längstales (das Eschenlaine-Tal) um ca. 2 km. zurückblieb. Im II. Kapitel wurde aber dargelegt, daß die Schollenbewegung nicht genau horizontal vor sich ging, sondern daß der östliche Flügel an der östlichen Diagonalverwerfung mit einer ca. 10°—15° betragenden Neigung gegen NO fortbewegt, also etwas in die Tiefe gesenkt wurde. Falls man annimmt, daß der östliche Flügel bei einer Verschiebungsdistanz von 2 km mit einer — gering gerechnet — nur 10° betragenden Neigung in die Tiefe sank, dann ist jeder Punkt des östlichen Flügels nach vollzogener Verschiebung um mindestens 350 m in die Tiefe verlagert worden im Vergleich zu seinem bisherigen Standort! Es ist also der tiefste Teil des Walchenseebodens (nach der Tiefenkarte Geistbeck's[3]) am Nordwestufer d. h. am Fuße der Kirchel-

[1]) Penk, Vergletscherung der deutschen Alpen, 1882. pag 362.
[2]) Rothpletz, Querschnitt durch die Ostalpen, 1894. pag 118.
[3]) Geistbeck, Die Seen der deutschen Alpen, 1885. Taf. III.

und Reißenwand) vor der Verschiebung um ca. 2 km weiter im SW., also ungefähr in der Nähe des jetzigen Dorfes Walchensee und der Halbinsel Zwergern, und ferner um ca. 350 m höher gelegen gewesen, also auf ungefähr 1000 m Meereshöhe und somit noch um 150 m höher als der jetzige Seespiegel.

Fig. 1. Tiefenkarte des Walchensees
(aus Geistbeck, Die Seen der deutschen Alpen, Taf. III).

Die Entstehung des Walchenseebeckens ist somit einwandfrei auf die tektonischen Vorgänge der Diagonalverschiebungen zurückzuführen. An eine Entstehung des Walchenseebeckens durch Erosion dürfte unter diesen Umständen also wohl kaum mehr ernsthaft zu denken sein. Für eine solche bietet auch das Bodenrelief des Walchensees absolut keinen Anhaltspunkt, im Gegenteil. Nach den Messungen Geistbecks[1]) senkt sich das nordwestliche Ufer des Sees an der Kirchelwand ungemein steil in die Tiefe (siehe Fig. 1); es ist bemerkenswert, daß nach dieser Karte nur 100 m vom Ufer entfernt bereits eine Tiefe von 190 m festgestellt wurde, was einer Neigung des Gehänges von 60° entspricht; dabei ist zu beachten, daß dies die Neigung des angelagerten unterseeischen Schuttkegels vorstellt, daß also die wirkliche Neigung der Felswand wahrscheinlich 80°—90° beträgt. Diese enorm steile oder senkrechte Seitenwand des Sees geht nun unvermittelt in beinahe vollständig ebenen See-

[1]) l. c. Taf. III u. VI; auf letzterer die Querprofile.

boden über (siehe das Querprofil Fig. 2); der Boden senkt sich in einer Erstreckung von über 1 km nur mehr um 6 m bis zur tiefsten Stelle des Sees, um dann jenseits derselben sehr sanft gegen das östliche Ufer anzusteigen. Dieses Querprofil deutet also ganz unverkennbar darauf hin, daß die überaus steile Seitenwand des nordwestlichen Seeufers auf tektonische Vorgänge zurückzuführen ist, eben auf die beschriebene Diagonalverwerfung. Die Schollenbewegung längs dieser Diagonalverwerfung fand aber, wie oben näher ausgeführt, zu einer Zeit statt, in der die Gebirgskämme und Längstäler als solche bereits vorgebildet

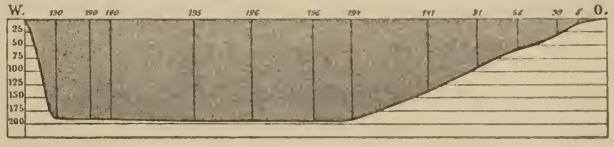


Fig. 2. Querprofil des Walchensees
(aus Geistbeck, Die Seen der deutschen Alpen, Taf. VI, Fig. 7).
Längenmaßstab : Höhenmaßstab = 1 : 2,5.

waren. Es wurde also durch eine Verschiebung und gleichzeitige Versenkung des östlichen Flügels der Herzogstand-Jocheralpkamm schräg abgeschnitten; an diese annähernd senkrechte Schnittfläche (Südostflanke des Fahrenbergkopfes resp. Kirchel- und Reißenwand) wurde dann der ursprünglich südlich des Kammes gelegene Talboden des ursprünglichen Jachenauer Längstales unmittelbar herangeschoben und bildet nun die Tiefseezone des Walchenseebeckens. Selbstverständlich konnte die ursprünglich senkrechte Kirchel- und Reißenwand als solche nicht existieren, sondern es brachen die oberen Partieen dieser ca. 800—900 m hohen Felswand (wahrscheinlich schon während des Schubvorganges selbst) hernieder und die Trümmer sammelten sich zu Füßen der Wand als Schutthalden an, wodurch dann die Neigung der Felswand aus der Senkrechten allmählig bis zu 65^0—70^0 erniedrigt wurde, ein Vorgang, der heute noch stattfindet. Dies ging nicht nur an der Kirchelwand vor sich, sondern auch an der korrespondierenden Bruchfläche des abgetrennten und verschobenen Ostflügels, nämlich an der nordwestlichen Wand des Desselkopfes und der Jocheralpe; auch hier wurde das Gefälle allmählich durch das Niederbrechen der oberen Wandpartien

immer mehr dem heutigen Neigungswinkel angenähert. Die durch diese Absturztrümmer gebildeten ursprünglichen Schutthalden existieren allerdings heute nicht mehr; sie wurden während der Eiszeit von dem Zweig des Isargletschers, der über den Kesselberg hinwegströmte, fortgeschafft. Die heutzutage von der Reißen- und Kirchelwand herabziehenden Schutthalden sind jüngeren Datums und erst seit dem Rückzug der eiszeitlichen Gletscher entstanden.

V. Kapitel.

Über die Beziehungen des Kesselbachs zum Walchensee und ihre Bedeutung für das Walchenseeprojekt.

Die bisherigen Ausführungen haben gezeigt, welch innige Beziehungen zwischen der östlichen Diagonalverwerfung und dem Walchenseebecken herrschen. Nun gilt es noch zu zeigen, daß auch die Quellen des Kesselbachs mittels dieser Verwerfung mit dem Walchensee in Verbindung gebracht werden können. Es darf als sicher angenommen werden, daß das Wasser des Kesselbachs teilweise aus dem Walchensee stammt. Ich sage teilweise; denn zweifelsohne sammeln sich im Kesselbach einerseits die Niederschlagswasser der Nordwestflanke des Desselkopf-Jocheralpberges, andrerseits diejenigen des Lausbergkopfes und der südwestlich davon gegen den Herzogstand hinaufziehenden Höhenrücken. Allerdings laufen diese Niederschlagswasser nur bei anhaltendem Regenwetter oberirdisch dem eigentlichen Kesselbach zu; in Trockenperioden versinken die von der Vegetationsdecke aufgespeicherten Niederschlagswasser in den Alluvionen der Abflußrinnen und auch teilweise im klüftigen Hauptdolomit, um erst in dem Talkessel am Nordfuße des Lausbergkopfes als Quellen zu Tage zu gehen. Unweit der Stelle, an der die Quellen hervorsprudeln, streicht sowohl die westliche als insbesondere die östliche Diagonalspalte vorbei. Entlang dieser Störungslinien aber sind, wie früher dargelegt, die Gesteinsschichten des Hauptdolomits außerordentlich zerbrochen und zermalmt und bieten dem Wasser Tausende von Kanälen und Kanälchen, in denen es zirkulieren und in der Richtung der Störungszone fortfließen kann. Es wurde oben gezeigt, daß die östliche Diagonalverwerfung bei Urfeld und am ganzen nordwestlichen Ufer mit dem

Walchenseebecken in Verbindung steht. Es besteht also die höchste Wahrscheinlichkeit, daß der Walchensee bei Urfeld einen unterirdischen Abfluß besitzt, dessen Gewässer bei Urfeld oder am Nordwestufer in die Störungszone einsickern und ihr solange folgen, bis sie nordwestlich durch die Schichtfugen des Hauptdolomits entweichen und mit den oben erwähnten Niederschlagswassern die Quellen des Kesselbachs speisen können. Nun sollte man eigentlich erwarten, daß auf diese Weise dem Walchensee viel beträchtlichere Wassermengen entfließen könnten, als dies tatsächlich der Fall ist. Ich vermute daher, daß der Boden des Walchensees ganz oder zum größten Teile mit einer mehr oder weniger mächtigen Lage von Grundmoräne resp. Blocklehm austapeziert ist, die vermöge ihrer Undurchlässigkeit das Wasser nur in sehr geringer Menge durchsickern läßt; höchstwahrscheinlich würden also beim Fehlen dieser vermutlichen Grundmoränendecke dem Walchensee ganz erheblich größere Wassermengen entweichen, als es jetzt in der Tat der Fall ist. Die Möglichkeit jedoch, daß unter Umständen die Störungszonen der beiden Diagonalverwerfungen erheblich mehr Wasser aufzunehmen und fortzuleiten im Stande sind, als sie es gegenwärtig tun, darf meines Erachtens bei dem allenfallsigen Bau des Walchen-Kochelseekraftwerkes nicht außer Acht gelassen werden. An zwei Punkten könnte die besagte Möglichkeit unangenehm in die Erscheinung treten: vor allem am Walchensee selbst, nämlich an der Stelle, wo die Wasserentnahme aus dem See erfolgt; denn hier streicht ja die Störungszone der östlichen Diagonalspalte durch; ferner aber in der Tiefe des Kesselbergs und zwar an der Stelle, wo der Zuleitungsstollen zum Wasserschloß die Störungszone der westlichen Diagonalspalte kreuzt. Es wäre sogar möglich, daß hier in der Störungszone Höhlenbildungen angetroffen würden, die durch die auslaugende Wirkung der zirkulierenden Gewässer entstanden sein könnten; jedoch halte ich das Vorhandensein von ausgedehnten Höhlen nicht gerade für wahrscheinlich.

Kurz vor Drucklegung dieser Zeilen erfuhr ich, daß Herr Dr. Otto Frhr. von und zu Aufsess früher schon Versuche mit Farblösungen angestellt habe, um die strittige Frage der Herkunft des Kesselbachwassers aus dem Walchensee zu lösen. Auf meine Anfrage erteilte mir Herr Dr. v. Aufsess in liebens-

würdigster Weise brieflich Auskunft, wofür ich hiemit nochmals meinen ergebensten Dank sage. Aus dieser Mitteilung ist folgendes zu entnehmen: Im Sommer 1902 brachte Herr Dr. v. Aufsess im Walchensee in der Nähe der Badehütte des Hotels zur Post in Urfeld größere Mengen von Fluorescein in das Wasser, einmal nur ziemlich oberflächlich, das zweite Mal durch Versenken einer damit gefüllten Flasche in grösere Tiefe; die Flasche platzte in 8 m Tiefe. Es wurden dann jeden folgenden Tag einmal eine Probe von dem Wasser an der Quelle des Kesselbachs entnommen und auf seinen etwaigen Gehalt an Fluorescein untersucht. Das erstemal konnte Herr Dr. v. Aufsess nach 13 Tagen, das zweite Mal nach 10 Tagen geringe Mengen dieser Substanz im Wasser nachweisen. Damit ist also der Beweis einwandfrei erbracht, daß der Kesselbach als unterirdischer Abfluß des Walchensees anzusehen ist.

Ich bin mit meinen Ausführungen zu Ende. Sie hätten ja eigentlich anschließend an eine geologische Beschreibung des Benediktengebirges veröffentlicht werden sollen. Wenn ich mich trotzdem entschlossen habe, sie jetzt schon als eine selbständige kleine Studie zu veröffentlichen, so leiteten mich dabei zwei Gründe: einesteils schienen mir die Resultate meiner Untersuchungen einige Bedeutung für die bevorstehende Ausführung des Walchenseekraftwerkes zu besitzen; andernteils schienen mir die Schlußfolgerungen, die ich auf Grund meiner Untersuchungen auf die Entstehung des Walchenseebeckens gezogen, wichtig genug, um sie zu dem immer noch aktuellen Thema „Glazial-Erosion“ zur Diskussion zu stellen.

Inhaltsübersicht.

		Seite
	Einleitung	324
I. Kapitel.	Allgemeine Bemerkungen über frühere Beobachtungen	325
II. Kapitel.	Über die Natur und Wirkung der Verwerfungen	327
III. Kapitel.	Beschreibung der geologischen Verhältnisse und des Verlaufes der beiden Verwerfungslinien	329
IV. Kapitel.	Über das Alter der Verwerfungen und ihre Beziehungen zur Entstehung des Walchensees	340
V. Kapitel.	Über die Beziehung des Kesselbachs zum Walchensee und ihre Bedeutung für das Walchenseeprojekt	344

Kochel
Schlehdorf
KOCHEL - SEE
WALCHEN - SEE
Herzogstand
Fahrenberg Kopf
Jochberg-Spitze
Urfeld
Geologische
Karte des
KESSELBERGES
Von Dr. Jos. Knauer
1:25000
Farben-Erklärung:
Moränen und Schutt.
f Flysch.
j Jura.
l Lias.
k Rhät (Kössener Sch.)
p Plattenkalk.
d Hauptdolomit.
r Raibler Schichten.
w Wettersteinkalk.
Verwerfungen.

Meine letzte Tian-Schan-Expedition 1907/08[1].

Von Prof. Dr. G. Merzbacher.

Mit 1 Tafeln.

Der Vortragende warf zunächst einen Rückblick auf seine in den Jahren 1902 und 1903 ausgeführte Tian-Schan-Expedition. Damals war der Schauplatz der Forschungen des Reisenden der eigentliche zentrale Teil des Tian Schan, seine bis dahin noch von keinem Forscher betretenen innersten Teile, besonders das Gebiet der höchsten Kammerhebung, das des Khan-Tengri. Die wirkliche, in den bisherigen Karten falsch wiedergegebene Lage dieses Berges wurde zum ersten Male genau festgestellt. Erst hierdurch wissen wir, daß dieser Kulminationspunkt nicht, wie man bisher angenommen hatte, der Knotenpunkt der großen Ketten sei, — eine Rolle, die einem anderen von Merzbacher entdeckten Berge zukommt, — und daß er überhaupt nicht in der Hauptwasserscheide, sondern in einer Nebenkette liegt. Über Nord- und Südabhang des zentralen Teiles verbreiteten sich damals die Wege des Forschers. Namentlich wurden die noch unbekannten, bedeutendsten Quertäler des Südabhanges durchforscht, wobei damals der wirkliche Durchbruch des nach Süden zum Tarym-Becken ausmündenden größten der im Norden entspringenden Tian-Schan-Ströme, des Sary-dchas, festgestellt werden konnte, sowie die in allen bisherigen Karten unrichtig angegebene Darstellung seines Laufes berichtigt wurde. Mit der Erforschung der großen Gletscher des Gebietes und ihrer Vermessung — wobei mehrere bisher unbekannte große, darunter ein über 70 km Länge erreichender Gletscher entdeckt und begangen wurde, — waren vollständige Querungen des Gesamtkomplexes der Ketten verbunden, um geologische Querprofile zu erlangen, die nun teilweise schon veröffentlicht sind. Reiche paläontologische Sammlungen wurden heimgebracht, deren zum Teil schon erfolgte Bearbeitung helles Licht auf die Entwicklung des Karbons im Tian Schan wirft. Eingehender Untersuchung wurde damals der größte Teil des Südabhanges zwischen Kaschgar im Westen und Bai im Osten unterzogen und besonders sorgfältiges Studium dem Bau einer damals noch gänzlich unbekannten Kette, dem Chalyk Tau, gewidmet. Hauptsächlich auf den Ver-

[1]) Auszug aus dem Vortrage vom 4. November 1907.

lauf der diluvialen Vergletscherung des Gebirges und ihrer Phasen waren auch die Untersuchungen gerichtet, wodurch neue und überraschende Ergebnisse zutage traten.

Wie reich das von jener Expedition heimgebrachte wissenschaftliche Material indessen auch war, so schien es dem Forscher doch nicht auszureichen, um als sichere Basis für die Herstellung der tektonischen Leitlinien und für die Abfassung der jüngeren Entwicklungsgeschichte des Tian Schan zu dienen. Es drängte sich vielmehr eine Reihe von Fragen auf, deren Beantwortung zum Teil unsicher, zum Teil unmöglich schien.

Daß diese Fragen nur gelöst werden könnten, wenn es gelänge, die Beobachtungen auch auf den östlichen Teil des Gebirges auszudehnen, wurde dem Forscher bald klar, und zwar nicht allein deshalb, weil die Erkenntnis des genetischen Zusammenhanges gewisser Erscheinungen nur durch vielfache Vergleiche ermöglicht werden könne, sondern auch, weil infolge dort vorherrschender ganz anderer klimatischer Bedingungen, im östlichen Tian Schan die Merkmale gewisser Vorgänge in besonders klarer Weise erhalten geblieben sein mußten. Die Notwendigkeit einer neuen Forschungsreise stand Prof. Merzbacher also klar vor Augen. Indessen würde sich die Ausführung vielleicht noch einige Jahre verzögert haben, wenn nicht zu Beginn des Jahres 1907 von dem inzwischen verstorbenen Prinzen Arnulf von Bayern an Prof. Merzbacher eine Einladung ergangen wäre, ihn auf eine Expedition in den Tian Schan zu begleiten, welche der Prinz unternehmen wollte, um auf Wildschafe und Steinböcke zu jagen. Da der Prinz der Bedingung zustimmte, daß Merzbacher nicht gehindert sein solle, seinen wissenschaftlichen Zielen nachzustreben, nahm dieser die Einladung an. Der Forscher weiß von dem edlen Charakter des so früh verstorbenen Prinzen, von seiner umfassenden Bildung, von seiner großen Begeisterung und dem lebhaften Verständnis für die Erscheinungen der großartigen und fremdartigen Bergwelt viel Rühmendes zu sagen. Die Expedition war auch diesmal von einem jungen Geologen, Dr. Kurt Leuchs aus München und einem Tiroler Bergführer, Franz Kostner aus Corvara, begleitet, sowie von einem zoologischen Präparator und einem Jäger des Prinzen.

Am 17. April 1907 wurde München verlassen und am 15. Mai Taschkent, von wo aus auf dem Posttrakte durch die Steppen

von Turkestan und Semiretschensk der chinesischen Grenze entgegengereist wurde. In der chinesischen Grenzstadt Kuldscha wurde die Expedition organisiert und in zwei getrennten Gruppen zusammengestellt: eine für die der Jagd gewidmeten Ziele des Prinzen Arnulf bedurfte einer besonderen Organisation, verschieden von der, welche den Forschungszielen Prof. Merzbachers dienen sollte. Beide Gruppen hielten sich durch Boten und gelegentliche Zusammenkünfte ihrer Führer in Fühlung. Das erste Ziel der Forschung waren die Täler der beiden größten, den Nordabhang des östlichen zentralen Tian Schan entwässernden Ströme, des Agias und des Kok-su. Beide weisen die Eigenart auf, daß sie bei einer Länge des Laufes von je ca. 180 km in der oberen Hälfte ihres Laufes in Längstälern fließen, dann knieartig umbiegen und das Gebirge im Querlaufe durchbrechen, ohne daß tektonische Gründe für diese Änderung wahrnehmbar wären.

Dem Forscher gelang es in beiden Fällen, die Ursache dieses auffallenden Verhältnisses aufzuhellen, was er in summarischer Weise an der Hand von Lichtbildern darlegte. Es sind spät eingetretene Veränderungen des Reliefs, hauptsächlich durch junge Ablagerungen herbeigeführt, welche den so auffälligen heutigen Verlauf der beiden großen Ströme erklären.

Der Vortragende erwähnte bei dieser Gelegenheit, daß gerade in diesen Tälern und in mehreren ihrer großen Nebentäler der größte Wildreichtum, besonders an Steinböcken und Wildschafen, vorhanden sei und daß beide Tierarten dort in stärkster körperlicher Entwicklung vorkommen. Aus diesem Grunde waren die Talgebiete des Agias und Kok-su schon zu wiederholten Malen das Ziel von Sportsleuten, insbesondere reicher anglo-indischer Jäger, welche mit großem Troß, in mühevollen, langen Wanderungen den Karakorum und Tian Schan überschreitend, in das Tekes-Tal hinabstiegen, um in dessen Seitentälern zu jagen. Die Wissenschaft hatte jedoch von diesen Besuchen keinen Vorteil, und so blieb Professor Merzbacher die erste wissenschaftliche Untersuchung dieser in vieler Hinsicht interessanten Täler vorbehalten. Besonders im Oberlaufe des Kok-su zeigen sich für die spätere Entwicklungsgeschichte des Tian Schan merkwürdige Verhältnisse. Dort weitet sich das bisher zum größten Teil unzugängliche Engen bildende Tal zu einem ungeheuren Becken, begrenzt im Norden von einer granitischen Vorkette, der Kurdai-

Kette, und im Süden von der aus paläozoischen Sedimenten und den in ihnen liegenden Eruptivgesteinen aufgebauten Hauptwasserscheide. Diese gewaltige Hohlform ist jedoch von einem jüngeren Gebirge ausgefüllt, das, wiewohl nur aus Trümmergesteinen bestehend (Konglomeraten, Sandsteinen u. s. w.), doch bis in die Region ewigen Schnees, wesentlich über 4000 m, ansteigt. Von dem noch bedeutend höheren Rahmen des alten Gebirges flossen aber eine große Anzahl starker Wasserläufe ab, welche die jungen und wenig widerstandsfähigen Ablagerungen in mannigfacher Weise zerschnitten haben. Von den abenteuerlichen, kühnen Formen, in welche solche Erosion, sowie der darauffolgende Einfluß der Atmosphärilien diese Gebilde zerlegt hat, erweckten die Lichtbilder des Redners eine ausgezeichnete Vorstellung. Da die Kämme teilweise in einen wahren Wald schlanker Nadeln und Türme aufgelöst sind, die, von der Ferne gesehen, einem Bergwald aus schlanken Fichten ähneln, gaben die Kirgisen dem Gebirge den Namen Karagai-tasch = steinerner Wald. Über die Ursachen dieser staunenswerten Ansammlung von Trümmergesteinen gelangte der Redner auf Grund seiner Untersuchungen zu der Erklärung, daß sie auf Einspülung großer Flüsse in ein gewaltiges Seebecken zurückzuführen seien, als nach dem Ende der Tertiärzeit für den Tian Schan eine Periode großer Feuchtigkeit angebrochen war, welcher die große diluviale Vergletscherung folgte. Professor Merzbacher verbreitete sich dann über den Bau des östlichen Tian Schan überhaupt, dessen heutige Form zum großen Teile leicht zu verfolgenden Längsbrüchen und den sie schneidenden, schwerer feststellbaren Querbrüchen zu verdanken ist, von deren Verlauf nach Norden wie nach Süden bis zu den großen randlichen Einsenkungen er ein anschauliches Bild entwarf. Es entstanden z. B. die großen parallelen Längstäler Kasch und Kunges durch einen solchen Grabenbruch, und in diese Hohlform hat jeder der beiden Ströme sich sein Bett gegraben, während die Wasserscheide zwischen beiden Tälern infolge von Querbrüchen stellenweise bis nahe zur Unkenntlichkeit abgesunken ist.

Zwei andere der großen Längstäler des östlichen Tian Schan sind die Täler Groß- und Klein-Yuldus, die zusammen eine auffällig eiförmige Gestalt bilden, deren Entstehung Professor Merzbacher gleichfalls auf Brüche zurückführte und auf spät

eingetretene Verlegungen der früheren Flußläufe durch junge Ablagerungen. (See- und Glazialdepositen.)

An Hand von Lichtbildern erörterte der Redner die höchst eigenartigen morphologischen Verhältnisse dieser Gebiete, wo im Rahmen ungeheurer eisbedeckter Ketten sich trockene, weite, baumlose Hochsteppen dehnen, die stellenweise in Sumpf, an anderen Orten wieder in Wüsten übergehen. In einer späten geologischen Periode waren alle diese Hohlformen nach dem Ende einer vorausgegangenen Eiszeit durch gewaltige Binnenseen ausgefüllt, die miteinander in Verbindung standen. Nach deren Rücktritt bahnten sich auf den alten Seeböden Flüsse ihren Lauf, deren Richtung von dem der heutigen Flüsse zum Teil abwich, da späte tektonische Bewegungen, wenn auch von sehr kleinem Ausmaß, und namentlich Anhäufungen glazialer Schuttmassen einer späteren Eiszeit ihnen den alten Weg zum Teil verlegten. Diese glazialen Schuttmengen verbreiteten sich in ungeahnt großer Ausdehnung auch über den Südabhang des östlichen Tian Schan, der heute den nahezu ausgetrockneten Rand des heißen Tarym-Beckens bildet — die stummen und doch so beredten Zeugen einer ungeheuren Klimaschwankung. Auch in die vergletscherten obersten Quellgebiete der beiden Ströme Agias und Kok-su führte der Redner seine Zuhörer und zeigte ihnen in vortrefflichen als Panoramen aufgenommenen Lichtbildern die großartigen Bergformen und ausgedehnten Gletscher dieser Gebiete, sowie die ihrer großen Nebenflüsse.

Im Kok-su-Gebiet wurde die vereiste, große südliche Hauptwasserscheide am Schlusse der Quertäler Mus-tamas und Saksanteke betreten, im Agias-Gebiet in den Nebentälern Kopr-sai, Khaptn-su und Kongr-bulack. Der Forscher stellte hierbei, wie schon auf seiner früheren Expedition, fest, daß die Hauptwasserscheide im Tian Schan in ihrem ganzen Verlaufe keine einheitliche ist, sondern aus mehreren Ketten besteht, die sich als Wasserteiler gegenseitig ablösen, indem die Gewässer in Durchbruchstälern bald nach Süden, bald wieder nach Norden abfließen. Auch das Quellgebiet des Großen Musart-Flusses wurde nochmals aufgesucht, um — wiewohl der Reisende schon früher zweimal sich dort aufgehalten hatte — die Lücken der früheren Beobachtungen dieses ungemein komplizierte orographische Formen aufweisenden Gebietes zu ergänzen, sowie um den Verlauf der vielen

mächtigen Eisströme festzustellen, die konzentrisch sich in das oberste Bassin ergießen.

Herrliche Panoramen erweckten eine Vorstellung von dieser großartigen Eiswelt. Diese Untersuchungen ermöglichen den Vortragenden nunmehr, einige Irrtümer im Verlaufe einiger Täler dieses schwer zugänglichen Gebietes, welche in der Übersichtskarte zu einer früheren Veröffentlichung Eingang fanden, zu berichtigen.

Beispiellos ungünstige Witterung hatte die geodätischen, geologischen, topographischen und photographischen Arbeiten der Expedition sehr erschwert und verzögert. In 6 Monaten waren nur 9 Tage ohne Niederschläge in Form von Schnee oder Regen gewesen. Im Oktober 1907 vereinigte sich der Forscher in der hart an der chinesischen Grenze gelegenen Staniza Naryn-kol mit dem inzwischen nach Beendigung seiner Jagden dort eingetroffenen Prinzen Arnulf, den er nun aus dem Gebirge zurück nach Taschkent geleitete. Dr. Leuchs setzte die Forschungen im Gebirge inzwischen noch weiter fort. Ende November war Professor Merzbacher wieder bei seinen Leuten eingetroffen und überschritt mit ihnen im strengsten Winter die tiefverschneiten Ketten des Temurlyk-Tan, um wieder nach Kuldscha am Nordfuße zu gelangen. Von dort reisten Dr. Leuchs und der Tiroler Führer zurück in die Heimat. Bis Ersatz hierfür in den Personen des Dr. Paul Groeber und des Tirolers Franz Wenter eingetroffen war, verbrachte Professor Merzbacher die schlimmste Zeit des ungemein strengen und schneereichen Winters in Kuldscha. Ende März 1908 erfolgte die Ausreise zur Erforschung der östlichen Teile des Tian Schan, insbesondere der schon erwähnten großen Längstäler Kasch, Kunges, Groß- und Klein-Yuldus. Aus dem Schlusse des letztgenannten Tales gelangte die Expedition über den Kotyl-Paß zum Südabhang. Auf diesem Wege begegnete sie der Aufwanderung des zahlreichen Torgoutenstammes, der in der Ebene von Karaschar überwintert und nun zu den Sommerweidegründen in den Yuldustälern hinaufzog. Der Vortragende schilderte, unterstützt von wohlgelungenen Lichtbildern, die ungemein malerischen und mannigfaltigen Szenen, welche sich in den unendlichen Zügen dieses mongolischen Volksstammes mit seinen großen Herden und der zahlreichen zugehörigen Geistlichkeit entwickelte. Diese buddhistischen Geistlichen, die Lamas, bilden fast die Hälfte des

Östlicher Tian-Schan. Bogdo Ola-Kette. Zentralster und höchster Teil der Kette.
Ostgipfel 6511 m, Mittelgipfel 6500 m, Westgipfel 6396 m.

Östlicher Tian-Schan, Nordrand. Manas-Gebiet. Ganz vorn, Fluvioglaziale-Ablagerungen; dahinter die niederen Ketten der Gesteine der Angara-Serie; hinten höhere Kette aus paläozoischen Kalken und Schiefern.

Östlicher Tian-Schan. Südrand. Durchbruch des Kiu-Könik-Flusses durch die Schichten der Angara-Serie; dahinter Ketten aus paläozoischen Kalken.

Östlicher Tian-Schan. Nordrand. Manas-Gebiet. Im Vordergrund in der Nähe des Lagers mächtige Moränen der Diluvialzeit. Hinten die ersten Vorketten aus paläozoischen Kalken.

Östlicher Tian-Schan. Gurban-Bogdo-Tal am Südfufs der zentralen Bogdo-Ola-Kette. Glaziales Erosionstal mit zwei Moränenseen. Gletscher im Stadium starken Schwindens.

Zentraler Tian-Schan. Flufsgebiet des Agias. Westlicher Kopr-sai-Gletscher (Länge ca. 16 km). Berge im Hintergrund ca. 6500 m.

Volkes, das unter deren aussaugendem Einfluß und bei ihren vom gedankenlosesten Formalismus beherrschten Religionsübungen, übrigens auch infolge von Trunksucht, an jeder geistigen und materiellen Entwicklung verhindert wird.

Der Reisende hatte später Gelegenheit, die Sommerresidenz der diesen torgoutischen Stamm beherrschenden Fürstin zu besuchen. Auf weitem grünen Plan inmitten eines schneegekrönten Bergkranzes erhebt sich eine nur aus Filzzelten bestehende, kreisrund angelegte Stadt. Die Mitte des Kreises nehmen außer den prächtigen Zelten der Fürstin und ihrer Familie eine große Anzahl von Tempelzelten ein, aus denen den ganzen Tag über der unharmonische Lärm zahlreicher fantastischer Musikinstrumente der Lamas ertönt und den heiligen Frieden der schönen Bergeswelt stört, die rings den eigenartigen Herrschersitz umrahmt.

Auch von seinen Besuchen bei Fürsten anderer mongolischer Stämme des Tian Schan erzählte der Reisende. Einer von diesen, der Wan Bayar-dschung, der seinen Wohnsitz am Nordrande des Gebirges in Sügoschur hat, ist ein gebildeter und aufgeklärter Mann. Ein schönes Bild vergegenwärtigte ihn und seine Familie in höchst eigenartigen Kostümen. Ein von diesem Wan unterhaltenes, im Gebirge gelegenes Buddhistenkloster (Zagan-ussun) wurde in schönen Bildern in seiner malerischen Lage und Bauart, sowie in seinen reichgeschmückten inneren Räumen den Zuhörern vorgeführt.

Von der Reise am Südabhang schilderte Professor Merzbacher zunächst die Stadt Karaschar und den großen Randsee Bagratsch-kul, der als ein Senkungsbecken bezeichnet wird, dessen Entstehung mit der Bildung der tiefen Senke von Turfan in Verbindung zu bringen ist. Bei 70 km Länge und 20 km durchschnittlicher Breite hat der See, ungeachtet der starken Insolation dieser heißen Gegend, seinen Bestand in der letzten Zeit nicht verändert, da ihm sein großer Zufluß, der von vielen Hunderten von Gletschern genährte Chaidik-gol, weit mehr Wasser zuführt, als ihm durch seinen Abfluß, dem Kondsche-daria, entzogen wird. Aus diesem Grunde ist sein Wasser auch süß geblieben.

Durch die ungeheure Gewalt der Sonnenbestrahlung und durch Sandstürme wurde die Wüstenreise am Nordrande der südlichen Gobi bis zur Stadt Kutscha schwierig gemacht. Von den geologischen Ergebnissen dieses Teiles der Reise erwähnte

der Forscher, daß die oberkarbonischen Kalke, welche, wie die Untersuchungen während der früheren Expedition (1903) ergaben, allenthalben am Südrande auf der langen Strecke von Kaschgar im Südwesten bis Bai im Osten in so mächtiger Entwicklung und Verbreitung auftreten, zwischen Kurla und Kutscha fehlen. Es könne daher nur angenommen werden, daß sie im Osten von Bai infolge eines Querbruches abgesunken seien. Die Häufigkeit der Querbrüche, welche im Gebiete nördlich hiervon bei Fortsetzung der Reise festgestellt wurden, scheinen diese Annahme zu bestätigen.

Der Vortragende brachte sodann in Wort und Bild das malerische und farbenprächtige, bewegte Volksleben zur Anschauung, das sich in der Stadt Kutscha entwickelte. Professor Merzbacher bezeichnet sie als die schönste und interessanteste aller Städte des Tarymbeckens. Einen besonderen Zug in diesem Leben bilden die Frauen, deren physische Vorzüge der Reisende hervorhob und als deren Ursache er eine besondere Rassenmischung bezeichnete.

In Kutscha stand er vor dem schwierigsten Teil seiner Reise. Es handelte sich darum, die gesamten Ketten des östlichen Tian Schan, der hier seine größte Breitenentfaltung annimmt, quer zu ihrem Streichen zu überschreiten, um ein geologisches Gesamtprofil zu erlangen. Ungemein große Schwierigkeiten stellten sich diesem Unterfangen entgegen, da das Gebirge gänzlich unbewohnt ist und auf irgendwelche Hilfsmittel nicht zu rechnen war. Auch konnten keine verläßlichen Auskünfte über die Natur dieser unbekannten Gegenden erlangt werden. Der erste Teil der Querung vom Südrande bis hinauf zum Großen Yuldustal im Norden vollzog sich noch unter verhältnismäßig günstigen Bedingungen. Am 6. Juni von Kutscha aufbrechend, drang die Expedition in das Quertal Kiukönik ein, dessen äußerer Teil in jungtertiären Mergeln, Tonen und Sandsteinen liegt, die trotz ihrer Jugend, ähnlich wie Professor Merzbacher früher von den gleichen Bildungen im Nordosten von Kaschgar berichtet hatte, stark disloziert sind. In dem sich völlig verengenden Mittellauf kommen Ablagerungen der Angara-Serie, z. T. kohleführend, zu mächtiger Entwicklung. Diese unglaublich grell und bunt gefärbten Konglomerate, Sandsteine, Mergel u. s. w. mit den in ihnen eingelagerten Eruptivgesteinen wurden durch die — infolge klimatischer Veränderung

jetzt besonders in den Nebentälern zum völligen Stillstand gelangte — ehemals sehr kräftige Erosion in abenteuerliche Formen zerlegt. Landschaftsbilder ganz ungewöhnlicher Art in Bau, Form und lebhaft bunter Färbung zeigen sich. Ungemein wechselvolle morphologische Verhältnisse treten unvermittelt auf, so daß jeder Tag der Wanderung Unerwartetes, Erstaunliches brachte. Von außerordentlichen Klimaschwankungen zeigt ein Komplex von Seen, die durch alte Glazialablagerungen abgedämmt waren; sie sind völlig ausgetrocknet mit Ausnahme von einem, dem Karakul-See, der jedoch auch schon abflußlos geworden und in starkem Schwinden begriffen ist, trotzdem in seinem Hintergrunde Berge von über 5000 m ragen mit starker Vergletscherung. Diese gehören dem Kok-tepe-Gebirge an, dessen Ketten unter Benützung der schwierigen Pässe Kiukönik und Mollah-agtschi überschritten wurden. Dem Kiukönikpaß kommt als Scharungspunkt im Streichen jungpaläozoischer Kalke mit solchen älterer Ablagerung und alter Schiefer eine wichtige Rolle im Bau des Gebirges zu. In den Seitentälern des nördlichen Kiuköniktales erreicht die Vergletscherung noch bedeutende Ausdehnung, wiewohl sie Anzeichen starken Rückzuges aufweist. Bei der Mündung dieses Tales in das Große Yuldustal überrascht der großartige Aufbau der Ketten, welcher den nach Osten ziehenden Südrand dieses Tales bildet. In bezug auf Höhe und Ausbreitung der Vereisung erfährt der östliche Tian Schan hier seine höchste Steigerung. Die für den Tian Schan so charakteristischen Hochflächen, die Syrte der Kirgisen, zeigen im Yuldusgebiet wie übrigens auch in manchen anderen Teilen des Tian Schan Verhältnisse, die mit der von W. M. Davis ganz allgemein angenommenen Hypothese spät gehobener Stücke von Peneplains sich nicht in Einklang bringen lassen, worüber sich der Redner indessen nur kurz äußern konnte. Vom Großen Yuldustale begab sich die Expedition zuerst wieder nach Westen bis in das Quellgebiet des Kok-su, um die im Vorjahre dort gemachten Beobachtungen mit den neuen, das Yuldusgebiet betreffenden zu verknüpfen. Sodann kehrte sie ins Kleine Yuldustal zurück, wo eine reiche Fauna des transgressiven oberen Unterkarbons gesammelt wurde, ähnlich der auf der Merzbacherschen Expedition im Jahre 1903 am Sart-dschol-Paß von Dr. Keidel gefundenen und von Dr. Groeber beschriebenen, also der gleichen Transgression angehörig.

Durch das Tal Dund-kelde setzte man die Reise nach Norden fort. Als auffällige Erscheinungen traten dort dem Forscher Anhäufungen einer jüngeren Süßwasserfauna in Schiefern und Tonen entgegen, die in den alten Gesteinen eingefaltet sind. Man war früher schon am Kotyl-Paß auf ähnliche Verhältnisse getroffen und stieß später am Nordrande des Tian Schan, besonders am Nordfuß der Bogdo Ola und im Kasch-Tale auf analoge, mächtige Kohlenflöze führende Bildungen. Es scheint sich um Erhaltung von Schollen einer verschwundenen Gebirgsdecke zu handeln, welche infolge von Abrutschung und Einzwängung bei der letzten großen, ins Tertiär fallenden Dislokationsbewegung erhalten geblieben sind. Nach Überschreitung des Dunde-kelde-Passes geriet die Expedition in den Bereich ihrer größten Schwierigkeiten und Gefahren bei der Querung der Gebirgsketten. Die bedeutendsten Hindernisse bildeten dort die um die Zeit des Besuches der Expedition durch die Schmelzwasser der zahlreichen Gletscher ungemein angeschwollenen, in Engen dahinstürzenden Gebirgsströme Manas, Chorgos und Ulan-ussu.

Die notgedrungenen häufigen Überschreitungen dieser tosenden Ströme brachten die Expedition öfters in große Gefahr, und schließlich schien ihr Rückzug sowohl als weiteres Vorwärtsdringen abgeschnitten. Aus dieser prekären Lage half die Überschreitung mehrerer hoher, vergletscherter Pässe auf einem Terrain, dessen Überwanderung durch eine zahlreiche Karawane, nach den vorgeführten Bildern zu schließen, fast unglaublich dünken müßte, wenn nicht gerade auch in diesen Bildern gezeigt worden wäre, wie durch mutiges und verständnisvolles Zusammenwirken der Leute, unter erfahrener Leitung, selbst das scheinbar Unmögliche dennoch durchgeführt werden kann. Freilich ging das nicht ganz ohne Opfer ab. Mehrere Tragtiere stürzten in Abgründe und wertvolle Teile der Sammlungen gingen hierbei verloren. Einzelbilder und Panoramen zeigten die großartigen, unglaublich kühnen Bergformen, sowie die reiche Überfirnung dieser vorher noch von keinem Europäer erblickten geheimnisvollen Hochgebirgswelt. Große Talgletscher fehlen jedoch. Indessen waren infolge der langen Dauer dieser Querung die Lebensmittel der Expedition zu Ende gegangen, so daß der Hunger als ein neuer Feind drohte. Es mußte also ein endgültiger Ausgang aus den unwirtlichen Engen des Gebirges gefunden werden. Um den Preis unerhörter

Anstrengung und mit Hilfe torgoutischer Jäger, die ein glücklicher Zufall hier dem Reisenden in seinen Weg geführt hatte, wurde endlich der Ausgang zum Nordabhang des Gebirges gefunden.

Über die Städte Schichodse und Manas gelangte die Expedition dann, dem Nordrand des Tian Schan entlang nach Osten wandernd, zur großen Stadt Urumtschi, dem Sitze der Zentralregierung der Provinz Sing-Kiang. In kurzen Worten und mit Hilfe schöner Bilder entwarf der Redner eine Skizze von der Lage, Bauart und dem Volksleben dieser großen Handelsstadt des westlichen China. Sodann führte er die Zuhörer weiter nach Osten, an den Fuß der östlichsten der großen Tian-Schan-Ketten, der Bogdo-Ola-Kette. Diese war bisher nur von einer russischen Expedition unter den Brüdern Grum-Grschimailo flüchtig berührt worden, und die Kenntnis von ihr war daher bislang nur eine unzureichende. Wiewohl die genannte russische Expedition hier Bahnbrecher gewesen ist, so konnte sie, weil der Schwerpunkt ihrer Tätigkeit auf ganz anderem wissenschaftlichen Gebiet, als Hochgebirgsforschung lag und weil sich ferner ihr Aufenthalt am Nordfuße der Kette auf nur wenige Tage beschränkte, die ohnedem noch durch ungünstige Witterung beeinträchtigt waren, in keiner Weise ein genaues und erschöpfendes Bild der Bogdo-Ola liefern.

Diese in großartigen Formen aufgebaute und reich vergletscherte Kette erhebt sich ca. 6500 m hoch zwischen den sonnendurchglühten Ebenen der Dsungarei im Norden und der tiefsten Einsenkung des zentralasiatischen Kontinents, der Senke von Turfan im Süden (bei Luktschun bis 169 m unter Meeresniveau sinkend), so daß ihre Höhe noch gewaltiger erscheint, als sie ist. Seit alten Zeiten hat sie daher die Phantasie der wandernden Bevölkerung sowohl, als der Städtebewohner am Rande des Gebirges erfüllt. Chinesen, Mongolen und die türkisch-muhammedanische Bevölkerung halten das Gebirge für heilig. Bogdo-Ola heißt Heiliges Gebirge. Die mannigfachsten Sagen knüpfen sich an diese Bergwelt, die als eine Art Parnassus Zentralasiens gelten muß. Der Reisende schilderte seine Reise bis zum Innern des Gebirges, wo ein wundervoller, buchtenreicher Alpensee in stark bewaldeter Bergumrahmung in einem durch Moränen abgesperrten und ertrunkenen Quertale liegt, überragt von den groß-

artigen Eisdomen des zentralen Gebietes. Dieser See gilt als heilig. Auf seinen schönen, mannigfaltig geformten Ufergebirgen erheben sich in Stufen übereinander mehrere chinesische Klöster, die von dem Reisenden besucht wurden. Von seinen Erlebnissen mit den in sonderbarem Aberglauben befangenen Mönchen erzählte er einige ergötzliche Zwischenfälle, und schöne Lichtbilder führten die Zuschauer in diese geheimnisvolle, sagenumwobene Bergeinsamkeit.

Der Forscher konnte feststellen, daß entgegen bisherigen Annahmen die Ablagerungen der diluvialen Vereisung auch hier, so ferne im Osten, sich vom Fuße des Gebirges weit in die Ebene hinaus erstrecken. Am Nordrande zeigen die Schichten der Angara-Serie sehr große Verbreitung, die im Werdegang des Tian Schan eine so wichtige Rolle spielen. Dr. Groeber verwendete mehrere Wochen auf ihre gründliche Untersuchung.

In flüchtigen Strichen entwarf Professor Merzbacher sodann eine Darstellung von seinen verwickelten Wegen zur gründlichen Erforschung der orographischen Züge und des geologischen Baues der Bogdo-Ola.

Durch eine tiefeingeschnittene Lücke, den Gurban-Bogdo-Paß, wird die Kette in zwei Hälften zerlegt, und ein bisher unbekanntes großes Tal führt von diesem Einschnitt nach Süden. Die Gletscher des Nordabhanges drainieren durch diese Lücke nach Süden; sie sind auffälligerweise von geringerer Ausdehnung als die Gletscher des Südabhanges, die dem heißen Becken von Turfan so nahegerückt sind; einer von diesen erreicht eine Länge von 10—12 km. Sowohl am Nordrande wie nach Querung der großen Kette auch am Südrande wurden von Professor Merzbacher hohe, vereiste Berge erstiegen, um Einblick in den Bau des Gebirges zu gewinnen und Panoramen der Kette aufzunehmen. Diese in Projektion vorgeführten Panoramen des Nord- und des Südabhanges vermittelten zum ersten Male zutreffende Vorstellungen hiervon einem europäischen Publikum.

Durch das Tal Gurban-Bogdo wurde dann der im südlichen Randgebiet sich erstreckende See Aidin-kul erreicht und von dort das Gebirge nochmals nach Norden gequert und zur Stadt Urumtschi zurückgekehrt. Wegen vorgeschrittener Zeit konnte der Reisende von seinen weiteren Unternehmungen an diesem Abende keine näheren Aufklärungen geben. Nur die Routen

gab er an und erwähnte, daß seine Bemühungen, die Ketten des Iran Charbut in ihren östlichen Teilen zu queren, um in den Oberlauf des Kasch-Tales zu gelangen, scheiterten, da hier bei der großen Kammerhebung und geringen Schartung, verbunden mit starker Überfirnung nirgends ein wegsamer Einschnitt sich bietet und weil überdies die nördlichen Quertäler sich alle zu ungangbaren Schluchten verengen. Erst im Süden der Stadt Dschincho gelang es, einen Übergang zu finden.

Bei dieser Querung des Gebirges konnten außerordentlich wichtige Beobachtungen über die einzelnen Phasen der Tian-Schanischen Eiszeit gemacht werden, da die sich bietenden Aufschlüsse von unübertrefflicher Klarheit waren. Auch führte hier der Zufall in ein Gebiet, in dem die verschiedenen Stufen des oberen Unterkarbons in völlig ungestörter Lage und mit einem außerordentlichen Reichtum an Fossilien erhalten sind, so daß die geologische und paläontologische Ausbeute sehr reich war. Das Kasch-Tal wurde seiner ganzen, ca. 230 km betragenden Länge nach durchwandert bis in seine höchsten vereisten Quellgebiete, und auch die vergletscherten Höhen seiner großen Nebentäler Mungaty, Borochoro und Borgora wurden besucht. Der Forscher hob hervor, daß in den Hochgebieten des Kasch große Talgletscher fehlen, wenn auch bedeutende Kamm- und Wandüberfirnung vorhanden ist. Auch die Ablagerungen der diluvialen Vereisung fand er in diesem gewaltigen Talgebiete in weit geringerem Maße erhalten, als in anderen großen Talgebieten des Tian Schan.

Als schon Ende Oktober eingetretene, ungemein heftige und langandauernde Schneestürme der Expedition den Rückzug abzuschneiden drohten, mußte sie in fluchtartiger Eile zurück. Zum schmerzlichen Bedauern des Forschers war man genötigt, auf Betreten einiger Gebiete zu verzichten, deren Untersuchung für die Lösung gewisser Probleme von großer Bedeutung gewesen wäre.

Mit einem Rückblicke auf die fünf opfer- und mühevollen Forschungsjahre, die er der Erschließung des fernen Himmelsgebirges bislang gewidmet hat, und mit dem Ausdruck der Hoffnung, daß das heimgebrachte reiche Material nun ausreichend sei für das geplante große Werk, schloß der Redner seine Ausführungen.

Bericht über die Veranstaltungen der Gesellschaft vom Juli 1909 bis zum Juli 1910.

Allgemeine Versammlung vom 21. Oktober 1909 im Festsaale des Künstlerhauses. Zunächst begrüßte der erste Vorsitzende, Herr Prof. v. Drygalski das zahlreiche Auditorium und berichtete dann über die letzten Vorgänge in der Gesellschaft, sowie über den Geographentag in Lübeck. Zum Schluß streifte er noch die Entdeckung des Nordpols durch Cook und Peary, wobei er besonders darauf hinwies, daß es sich in diesem Falle im wesentlichen nur um eine Sportsleistung handle, die für die Geographie selbst ohne großen Gewinn sei.

Im Anschluß hieran hielt Herr Dr. Erich Zugmayer aus München einen Vortrag mit Lichtbildern über seine *„Reise in Nordwesttibet im Jahre 1906"*.

Anknüpfend an die Expeditionen von Filchner, Tafel und Sven Hedin besprach der Vortragende zuerst die Zugangsrouten nach Tibet, von denen die geographisch günstigsten, die von Süden und Westen durch das Verbot der britisch-indischen Regierung unmöglich gemacht werden. Sodann folgte eine zusammenfassende Schilderung der Reise, die vom chinesischen Turkestan ausgehend, über den 5180 m hohen Grenzpaß Su Baschi nach dem Becken des Sagüs Kul führte, wo ausgedehnte Reste vulkanischer Tätigkeit angetroffen wurden. Der Hauptquellfluß des Keria Darja wurde bis zu seinem Ursprung verfolgt; dieser liegt auf einem 6100 m hohen, bisher unbekannten Paß, der sich jedoch als unüberschreitbar erwies. Bei einem dahin zielenden Versuch verlor die Expedition, die beim Betreten von Tibet 60 Lasttiere und 8 Mann zählte, sieben Pferde und Esel und Zugmayer sah sich genötigt, das tiefer gelegene Becken des Jeschil Kul aufzusuchen, um seiner Karawane eine längere Rast zu gönnen. Infolge Mangels an Wasser und Weideland fand sich zu einer solchen erst am Apo Zo Gelegenheit. Um diese Zeit war die Zahl der Lasttiere auf 20 zusammengeschrumpft und als zwei Abgesandte von den Nomaden von Rundor keinen genügenden Ersatz beschaffen konnten, mußte der Reisende sich entschließen, bewohnte Gegenden aufzusuchen. Nachdem es gelungen war, den Stand der Karawane wieder auf 30 Tiere zu erhöhen, stellten sich die tibetanischen Behörden einem weiteren Vordringen in den Weg und vor der Stadt Rudok wurde die Expedition durch eine starke Truppenmacht gezwungen, Halt zu machen. Nach langen Unterhandlungen erreichte es Dr. Zugmayer, daß man ihm den Weg nach Westen, nach Ladak, freigab, und nachdem noch ein Teil des Gebietes nördlich der Panggong-Seen durchforscht worden war, wurde nach einmonatlichem Aufenthalt in Tibet die Grenze britischen Schutzgebietes überschritten. Über

Tanksc, Leh und Srinagar erreichte Zugmayer im November 1906 die indische Ebene.

Zoologische Sammelarbeit war der Hauptzweck der Reise, doch hat Dr. Zugmayer seine ganze Route kartographisch aufgenommen und zahlreiche Orts- und Höhenbestimmungen ausgeführt.

Eingehend berichtete der Vortragende über die jagdbare Tierwelt, die der Expedition den größten Teil der Nahrung liefern mußte, sowie über die Lebensweise der Nomadischen Tibetaner, ihre Sitten und merkwürdigen religiösen Gebräuche. Nachdem den klimatischen Verhältnissen und der zunehmenden Versalzung und Austrocknung der tibetanischen Seen ein längerer Abschnitt gewidmet worden war, beschloß Dr. Zugmayer seinen Vortrag mit der Vorführung von 50 Lichtbildern, die einen Überblick über den Verlauf der Reise vom Ende der transkaspischen Bahn bis zum Wiedereintreffen an der Bahnlinie im Pandschâb boten.

Allgemeine Versammlung vom 4. November 1909 im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag des Herrn Professor Dr. G. Merzbacher aus München über *„Seine letzte Tian-Schan-Expedition 1907/08"*. (Mit Lichtbildern). (Im Auszug abgedruckt S. 347—360).

Allgemeine Versammlung vom 18. November 1909 im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag von Freiherrn M. v. Wendland auf Schloß Bernried: *„Der Panamakanal"*. (Mit Lichtbildern).

Ein längerer Aufenthalt im Kanalgebiet während des Jahres 1907 gab dem Vortragenden Gelegenheit zu einem gründlichen Studium des interessanten Problems, das schon seit so vielen Jahrhunderten die Welt bewegt. Führt doch die Geschichte des Panamakanals bis in die Regierungszeit Philipps II. von Spanien zurück. Aber erst dem 19. Jahrhundert war es beschieden, das kühne Projekt, den indischen und atlantischen Ozean durch eine riesige Wasserstraße zu verbinden, seiner Verwirklichung zuzuführen. Durch die großen Erfolge beim Bau des Suezkanals ermutigt, schritten 1876 die Franzosen zur Gründung einer Panamagesellschaft. Das ungeheure Fiasko, mit dem die Tätigkeit dieser Gesellschaft abschloß, ist ja noch frisch in unserer Erinnerung. Es mag genügen, darauf hinzuweisen, daß das Panamaprojekt das französische Volk nahezu 1 Milliarde Francs gekostet hat. Was den Franzosen versagt blieb, gelang indes überraschend schnell und sicher dem Weitblick und der Intelligenz der Vereinigten Staaten. Was die Amerikaner vor allem in hygienischer Beziehung im Panamagebiet geleistet haben, ist geradezu staunenswert. Freilich hat es auch in Amerika einige Jahre unverdrossener Arbeit bedurft, bis die ganze Nation die eminente Tragweite des Projekts erkannte. Das geschah, als am 21. Juli 1906 der Senat zu Washington den denkwürdigen Entschluß faßte, den Kanal, und zwar nach dem Schleusensystem, durchzuführen. An der Hand zahlreicher Lichtbilder schilderte sodann der Vortragende die mit dem Bau des Kanals verbundenen gigantischen Arbeiten, deren Vollendung dereinst die ganze zivilisierte Welt mit freudigem Stolz erfüllen dürfte.

Allgemeine Versammlung vom 2. Dezember 1909 im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag von Herrn Dr. A. von Le Coq aus Berlin: *„Die Resultate der jüngsten Kgl. Preußischen Turfan-Expedition"*. (Mit Lichtbildern). Der Vortrag ist S. 175—180 abgedruckt.

Allgemeine Versammlung vom 16. Dezember 1909 im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag des Herrn Dr. O. Schlagintweit in München über seine *„Reisen in Nordperu"*. (Mit Lichtbildern).

Zusammen mit Prof. Dr. G. Steinmann aus Bonn, der eine Einladung der Peruanischen Regierung zu einer geologischen Forschungsreise angenommen hatte, durchzog der Vortragende April bis August 1908, von Lima ausgehend, fast die ganze nördliche Hälfte der peruanischen Republik. Gänzlich unberührt blieb das Amazonas-Tiefland, von dem Peru ja einen beträchtlichen Anteil besitzt.

Redner schilderte zuerst die allgemeinen, orographischen Verhältnisse des bereisten Gebietes. Während im Süden Perus noch der Charakter des bolivianischen Hochlandes gewahrt ist (eine breite Hochebene, der eine östliche und westliche Randkette aufsitzt), hat man im Norden, getrennt durch die Täler des Marañon und des Huallaga, im wesentlichen 3 Ketten; die sogenannte West-, Zentral- und Ost-Cordillere. Die Westcordillere ist zunächst die höchste, eine wilde Kette mit kühnen Schneegipfeln um 6000 m herum. Weiter im Norden sinkt ihre Kammhöhe unter die Schneegrenze; sie hält sich dann in gleicher Höhe mit der Ost- und Zentralcordillere, von denen die erstere niemals, die letztere nur ausnahmsweise vergletscherte Gipfel trägt[1]).

Die Täler, welche die 3 Ketten voneinander trennen, sind schmale, enge, wenn auch verblüffend tiefe, reine Erosionstäler. Die 3 Ketten sind nichts tektonisch Selbständiges, nichts Einheitliches; mehr oder weniger willkürlich hat lediglich die Erosion sie herausgeschnitten, ohne Rücksicht auf den inneren Bau. Wir müssen uns hier die Anden vorstellen als einen einheitlichen, geschlossenen Gebirgsrücken, — jedoch mit ziemlich kompliziertem inneren Faltenbau — als eine breite Bodenerhebung, von der nur einzelne Zonen — durch besondere geologische Vorgänge — besonders hoch emporragen; als ein ursprünglich einheitliches Hochland, welches heute von der Erosion stark durchfurcht und zerschnitten ist.

---

[1]) Prof. W. Dievers bezeichnet in der Mitteilung über seine Reise in Peru 1909 (Peterm. Mitt. Bd. 56, p. 24, 1910) den von ihm besuchten Nevado de Acrotambo bei Huacrachuco in der Zentralcordillere als „ihren einzig dauernd Schnee tragenden Gipfel". Demgegenüber sei hier Gelegenheit genommen zu bemerken, daß weiter im Norden bei Cajamarquilla ungefähr auf der gleichen Breite wie Cajamarca, noch ein anderer Schneeberg östlich des Marañon steht, oder besser gesagt eine Gruppe von beständig Schnee tragenden Bergen — die nördlichste in Peru, dieselbe, welche Weberbauer, Pet. Mitt. Bd. 52, 1906, pag. 112 meint — die in einem auffallend hohen, besonders stark vergletscherten Gipfel kulminiert. Dieser Nevado de Cajamarquilla, wie ich ihn allgemein bezeichnen hörte, übertrifft den Nevado von Acrotambo — ich habe beide, freilich nur aus der Ferne gesehen — bei weitem an Bedeutung und Höhe, die mit 5500 m kaum zu hoch geschätzt sein dürfte. Nach den Verhältnissen, wie sie in der Cordillere Blanca und auch noch weiter im Norden zu beobachten sind, darf man vermuten, daß diese so unvermutet im Norden noch erscheinende und auffallend ihre übrige Umgebung überragende Berggruppe einem Granitlakolithen ihre Existenz verdankt. O. Sch.

Außer den großen Längstälern hat die Erosion noch andere Längstäler und auch Quertäler ausgearbeitet, Abspaltungen von Ketten und Durchbrüche durch die Ketten. Und alle Flüsse, Haupt- und Nebenflüsse bilden mit Ausnahme ihres obersten Teiles eingeschnittene V-Täler, tiefe Schluchten. Und jeder kleinste Bach, der in der Hälfte des Jahres kaum Wasser führt, schafft einen tiefen Graben mit steilem Gehänge. So entsteht ein wilddurchfurchtes Gebirgsland mit großen Höhendifferenzen auf kurze Strecken, ein Land reich an Verkehrsschwierigkeiten.

Der Vortragende schilderte und erläuterte dann die 3, von Westen nach Osten, quer über das Gebirge hinweg sich einander ablösenden Klimazonen: Die „Costa", der regenlose Wüstengürtel an der Küste; die „Scerra" mit ausgesprochener Regen- und Trockenzeit, das eigentliche Hochland, das in der Region der rauhen kalten Puna und darüber hinaus in die des ewigen Schnees emporragt, während die tiefeingeschnittenen engen Täler heiß und fieberreich sind; die „Montaña", das regenreiche Waldgebirge, tiefzerrissen und schluchtenreich wie die Scerra und daher mit dichtem Urwald bedeckt, ein sehr schwer zu bereisendes Gebiet, wo noch große Areale gänzlich unbekannt sind und noch wilde, unabhängige Indianerstämme leben.

Am 13. April verließ man Lima, Perus Hauptstadt nahe der Küste; die berühmte Oroyabahn, die in kühner Anlage in wenigen Stunden aus dem Meeresniveau in 4800 m Höhe emporführt, brachte die Reisenden ins Herz der Cordillere. In Tarma[1]) wurden die für die Reise nötigen Tiere gekauft und die kleine Expedition zusammengestellt, die dann mit vielen Um- und Seitenwegen bis nahe Chachapoyas im Norden der Republik zog.

Von Tarma ging es über die Hochebene von Junin nach Cerro de Pasco, der bekannten, hochgelegenen Minenstadt; ein schmutziger, kalter, rauher, unfreundlicher Ort. Dem Oberlaufe des Huallaga folgend kam man dann wieder hinunter in wärmere Regionen nach Huanuco. Dort wendet sich der Huallaga aus seinem N.-S.-Laufe in scharfem Knie nach Osten, wird eine Strecke weit zum Durchbruchstal, um dann wieder nach Norden umzubiegen und von nun an die Ost- und die Zentralcordillere von einander zu trennen. Der erste größere Nebenfluß, den er auf einem neuen S.-N.-Laufe von Westen her empfängt, ist der Chinchao. In diesem Tale, das bereits ganz in der Montaña liegt, von Huanuco aus aber auf gutem Wege zu erreichen ist, drang man dann wieder bis an den Huallaga selbst vor, das letzte Stück auf gehauenem Urwaldpfad.

Wieder zurück in Huanuco ging es nunmehr nach Westen, bergauf und bergab, über das obere Marañontal hinüber und über den Kamm der stark ver-

---

[1]) Noch in der neuesten Auflage von Stielers Handatlas ist Tarma als Endpunkt der Oroyabahn angegeben, während diese ein gutes Stück weiter westlich, bei Oroya ihr Ende findet; dort zweigt auch die Bahn nach Cerro de Pasco ab, nicht in Tarma. Auch andere, nie ausgeführte Projekte aus der Zeit Henry Meiggs erhalten sich immer noch in unseren Atlanten als fertige Bahnlinien, so die Bahn nach Cajamarca und die im Santatale. Von beiden bestehen nur die Anfänge an der Küste; ihr Weiterausbau macht erst neuerdings wieder einige Fortschritte. O. Sch.

gletscherten Westcordillere. Er wurde ungefähr in jener Gegend überschritten, wo der Santa die Westcordillere in zwei scharf ausgeprägte, lange Parallelketten zu zerlegen beginnt: Die Cordillera Negra und die Cordillera Blanca des Departements von Ancash. Letztere ist eine wilde, hohe Kette mit echt alpinen Formen, stark vergletschert, mit gewaltigen Eisriesen zwischen 6 und 7000 m, der stolzeste Abschnitt der Westcordillere. Mit Recht wird sowohl ihre wilde Großartigkeit, als auch die Schönheit des mittleren Santatales zu ihren Füßen, des an Ortschaften reichen „Callejon von Huarlas", in ganz Peru gepriesen. Als der höchste Gipfel der Cordillera Blanca gilt der Huascaran, dessen einer Gipfel 1908 von der Amerikanerin Miss A. Peck mit den Zermatter Führern Taugwalder und Zurbriggen erstiegen wurde. Miss Peck nimmt den Huascaran als den höchsten Gipfel der Anden in Anspruch. Der Vortragende wies jedoch ausdrücklich darauf hin, daß die Höhenangaben von Miss Peck mit sehr großer Reserve aufzunehmeu seien, und daß man sich viel eher an die Resultate der früher schon erfolgten trigonometrischen Höhenbestimmung zu halten habe. Es ist auch noch sehr fraglich, ob der Huascaran überhaupt der höchste Gipfel der Cordillera Blanca ist.

Im Santatale schloß sich Prof. José Bravo aus Lima für die Folgezeit der Expedition an. Nach einem längeren Aufenthalte am Callejon, der zu Abstechern auf die Cordillera Negra — deren Höhen prächtige Blicke auf die Cordillera Blanca bieten — und zu Vortouren in die Blanca benützt wurde, überschritt man letztere zwischen dem Huascaran und einem ebenbürtigen Nachbar, dem Huandoy vorbei, über den ca. 4800 m hohen Paß von Yanganuco, drang nach Osten bis an den Marañon vor, wandte sich dann aber wieder nach Westen zurück, abermals über den Kamm der Westcordillere, nach Tarica, einem kleinen in deutschen Händen befindlichen und von einem Deutschen geleiteten Minenorte am Guyuchin. Dieser, ein rechter Nebenfluß des Santa, hat ein tiefes Quertal geschaffen. Es bezeichnet das Nordende der Cordillera Blanca. Nördlich vom Guyuchin stehen in der Westcordillere keine solchen Eisriesen mehr wie noch unmittelbar südlich davon. Überhaupt erheben sich nur mehr zwei Gruppen über die Schneegrenze. In der südlichen dieser Gruppen — Middendorfs irrtümlich als unvergletschert angegebene Cordillera von Conchucos, für die auch auf Raimondis Karte die Bezeichnung „Nevado" fehlt — wurde von dem Vortragenden ein Ferngipfel von ca. 5100 m erstiegen; die nördliche Gruppe, die Pelagatos-Berge, wurde auf dem Weiterwege nach Norden, nach Cajamarca, ebenfalls berührt.

Von Cajamarca wurde ein Teil des Überlandweges nach Iquitos am Amazonas, ein Weg, den auch Reis und Stübel eingeschlagen hatten, und zwar die Etappe bis Chachapoyas zurückgelegt. Das interessanteste Stück hierbei ist die Überschreitung des tiefen Maroñontales, ein wunderbar großartiges Erosionstal, einzigartig durch seine Tiefe und seine Längserstreckung. Bei Balras beträgt der Unterschied zwischen dem Flußspiegel und den Höhen zu beiden Seiten rund 3000 m.

Chachapoyas selbst wurde nicht erreicht, sondern kurz vorher wieder nach Cajamarca zurückgekehrt. Von dort stieg man in das Tal des Jegetepeque hinunter und erreichte am 31. August bei Pacasmayo wieder die Küste. Damit war die gemeinsame Expedition zu Ende, die reiche und interessante fachwissen-

schaftliche Ergebnisse geliefert hatte, auf die jedoch hier nicht näher eingegangen wurde.

Von dem Hafen Chimbote aus zog dann der Vortragende allein durch das Durchbruchstal des unteren Santa, abermals hinauf in die Sierra. Von Tarica aus sollte ein Vorstoß möglichst weit nach Osten unternommen werden; aber eine schwere Malaria vereitelte alle Pläne.

Die Ausführungen des Vortragenden waren unterstützt und illustriert durch eine Reihe schöner auf der Reise aufgenommene Lichtbilder.

Allgemeine Versammlung vom 13. Januar 1910 im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag Seiner Hoheit des Herzogs Adolf Friedrich zu Mecklenburg: *„Vorläufige Ergebnisse der deutschen wissenschaftlichen Zentralafrika-Expedition“*. (Mit Lichtbildern).

Mit schwungvollen Worten hieß Professor Dr. v. Drygalski, der erste Vorsitzende der Gesellschaft, den hohen Gast willkommen. Er wies darauf hin, daß schon seit längerer Zeit Vorträge über Afrika zu den Seltenheiten gehören. Heute stehe der dunkle Erdteil mehr und mehr im Vordergrund des politischen Interesses, und so komme es, daß die geographische Forschung hier ein wenig zurückgedrängt worden sei. Einst sei dies anders gewesen. Er erinnere nur an die Pioniere der Wissenschaft, an Männer wie Barth, Nachtigall, Schweinfurth u. a., die das große Afrika uns zu erschließen begannen. Aber was Afrika noch heute dringend not tue, sei die intensive wissenschaftliche Erforschung, an deren Anfängen wir noch immer stehen. Dies sei auch das Ziel der Expedition des Herzogs Adolf Friedrich gewesen, und deshalb dürften wir uns von Herzen der großen Erfolge freuen, die seiner Energie und Tatkraft beschieden gewesen seien. Aber auch den wackeren Gefährten des Herzogs auf seinem Zuge ins innerste Afrika, voran dem Oberleutnant v. Wiese und Kaiserswaldau, den die Gesellschaft gleichfalls als Gast in ihrer Mitte sehe, gebühre wärmster Dank. Die Gesellschaft habe in Anerkennung der hervorragenden Leistungen des Herzogs beschlossen, ihn zu ihrem Ehrenmitglied zu ernennen. Sichtlich erfreut nahm dieser das Diplom über seine Ernennung entgegen.

Dann verdunkelt sich der Saal und der Herzog nimmt selbst das Wort. Er erzählt ausführlich, wie auf mehreren Reisen in Afrika, die er in den Jahren 1902—1905 unternommen, der Plan zu seiner Expedition gereift sei. Er beschloß, über den Viktoriasee nach Ruanda zu marschieren, um von hier aus das Gebiet des zentral-afrikanischen Grabens vom Kiwusee bis zum Albertsee zu durchqueren, und schließlich wurden noch die in westlicher Richtung sich anschließenden Gebiete des Ituri und des Uelle als Arbeitsfeld der Expedition ins Auge gefaßt. Das große Ziel, das dem Herzog vorschwebte, konnte natürlich nur dadurch erreicht werden, daß ihm auf allen seinen Pfaden hervorragende wissenschaftliche Begleiter zur Seite standen. Ein Topograph, ein Geologe, ein Zoologe, ein Botaniker, ein Arzt und Bakteriologe, sowie ein Anthropologe gesellten sich der Expedition bei, die am 17. Juni 1908 von Bukoba aus ihren Marsch ins innerste Afrika antrat. Auf vorzüglich gehaltenen Straßen ging es dem malerischen Tal des Kagera entlang nach Kiangwe und Kasimbili der deutsch-englischen Grenze zu. Allmählich näherte sich die Expedition unwirtlicheren Gefilden: Es sind die unbekannten Gebiete zwischen dem Kagera und

dem Kakitumbebach, die der Herzog am Morgen des 5. Juli zum ersten Mal betreten hatte. Hier liegt also gewissermaßen die schmale Pforte zu jenem schier endlosen, einsamen Stück Erde, das die Expedition beinahe ein volles Jahr beherbergen sollte. Durch unermeßliche Wälder mit märchenhafter Vegetation, durch öde, graue Steppen, verdorrt von Sonnenglut, über vier große Seen und majestätische Berge hatte sie geführt, und heute noch kaum übersehbar sind die Anregungen, die die wissenschaftliche Forschung auf allen Gebieten ihr zu verdanken haben wird. Wenn man hört, daß die botanische Ausbeute allein 3466 Nummern umfaßt, daß 4500 Leute gemessen und mehr als 700 photographische Aufnahmen gemacht wurden, wird man wenigstens einigermaßen ein Bild jener Fülle von Arbeit gewinnen, die deutscher Fleiß und Opfermut im fernen Afrika geleistet haben.

Herzog Adolf Friedrich, der in ebenso anziehender als schlichter Weise über sein Werk sprach, war am Schluß seiner zweistündigen Ausführungen Gegenstand lebhafter Sympathiebezeigungen. Ein zwangloses Abendessen hielt nach dem Vortrag die Mitglieder der Gesellschaft mit S. K. H. dem Prinzen Ludwig und ihrem hohen Gast noch längere Zeit zusammen.

Geschlossene Versammlung vom 27. Januar 1910 im kleinen Saale der Museumsgesellschaft. I. Generalversammlung: a) Jahresbericht; b) Kassenbericht; Entlastung des Schatzmeisters; c) Voranschlag für 1910; d) Vorstandswahl; e) Etwaige Anträge.

Es wurden gewählt die Herren: Prof. Dr. E. v. Drygalski, 1. Vorsitzender; Generalmajor A. Heller, 2. Vorsitzender; Prof. Dr. J. B. Messerschmitt, 1. Schriftführer; Prof. Dr. L. Scherman, 2. Schriftführer; Generalmajor z. D. E. Hagen, Schatzmeister; Assistent L. Distel, Bibliothekar; Major a. D. J. Baumann, Konservator und als Beisitzer Oberstlandesgerichtsrat a. D. F. Escherich; Prof. Dr. W. Götz; Prof. Dr. S. Günther; Prof. Dr. G. Merzbacher; Generalmajor z. D. K. Neureuther; Kommerzienrat R. Oberhummer; Prof. Dr. A. Rothpletz und Prof. Dr. P. Vogel.

Der Jahres- und Kassenbericht sind S. 189—195 abgedruckt.

II. Vortrag des Herrn Prof. Dr. J. B. Messerschmitt in München über „*Die magnetische Landesvermessung in Bayern*“. Der Vortrag wird später veröffentlicht werden.

Allgemeine Versammlung vom 10. Februar 1910 im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag des Herrn Dr. A. de Quervain in Zürich: „*Die schweizerisch-deutsche Grönlandexpedition 1909*“. (Mit Lichtbildern).

Der Kampf um den Nordpol hat in der jüngsten Zeit so sehr die Gemüter beherrscht, daß das Interesse für alle übrigen Entdeckungsfahrten in den arktischen Regionen stark zu erlahmen schien. Dies gilt vor allem von jener kleinen Expedition deutscher Gelehrter, die am 1. April 1909 Kopenhagen verlassen hatte, um in Grönland wissenschaftlichen Forschungen obzuliegen. Der Expedition war eine doppelte Aufgabe zugewiesen: die Erforschung der Luftströmungen der Polarregionen, die für die Luftzirkulation der ganzen Erdoberfläche von Bedeutung sind, und das Studium der Bewegungserscheinungen des Inlandeises, eine Arbeit, der sich bereits in den Jahren 1891—1893 Erich

v. Drygalski mit großem Erfolg unterzogen hatte. Daneben wurden — besonders auf der Hin- und Rückfahrt — noch eingehende Messungen ozeanographischer Natur vorgenommen. Den weitaus größten Raum in den Ausführungen des Vortragenden nahmen naturgemäß seine verschiedenartigen Vorstöße nach dem Inlandeis ein, die schon deshalb ein außergewöhnliches Interesse beanspruchen dürfen, weil sie die stille Größe und wunderbare Erhabenheit der grönländischen Natur in überwältigender Weise vor Augen führen. Insbesondere ist die Schlittenfahrt, die diesen mutigen Schweizer unter kolossalen Strapazen von Umanak im Norden Grönlands etwa 100 km landeinwärts führte, einzig in ihrer Art. Sie wurde am 3. Juli angetreten und am 7. August beendet. Am 4. September traf die kleine tapfere Schar, wieder in Kopenhagen ein. Mit warmen Worten gedenkt der Vortragende u. a. der Gastfreundlichkeit der Eskimos, die er als durchaus erprobte und zuverlässige Reisebegleiter bezeichnet. Eine große Anzahl von Lichtbildern, welche die Ausführungen des Vortragenden beschloß, war dazu angetan, die herrliche Szenerie und unbeschreibliche Schönheit der Polarregionen dem Auge ganz zu erschließen.

Allgemeine Versammlung vom 24. Februar 1910 im zoologischen Hörsaal (Alte Akademie). Vortrag von Herrn Prof. Dr. J. Bonn aus München: *„Rassenprobleme in afrikanischen Kolonien"*.

Ein Blick auf die Landkarte, so begann der Vortragende, zeigt uns, daß mit Ausnahme weniger Staaten Afrika Kolonialbesitz darstellt. Man darf deshalb gerade in Afrika das Rassenproblem im wesentlichen auch als wissenschaftlich-politische Frage betrachten. Am eindringlichsten tritt dieses Problem in Südafrika zutage, wo seit mehr als 200 Jahren Rassenreibungen zwischen der schwarzen und der weißen Bevölkerung zu konstatieren sind. Wenn auch die Verhältnisse in Südafrika nicht ohne weiteres auf die übrigen Kolonien des dunklen Erdteiles übertragen werden dürfen, so können wir doch aus ihnen manche fundamentale Wahrheiten über die Rassen- und Eingeborenenfrage in Afrika erkennen. So muß es vor allem heute als eine überwundene Anschauung bezeichnet werden, wonach überall dort, wo die europäische Kultur hintritt, die Eingeborenen verschwinden. Daß dieser Satz in seiner Allgemeinheit nicht zutrifft, beweist das Schicksal der Hottentotten, deren Bevölkerungsziffer keineswegs im Abnehmen begriffen ist. Die eigentlichen Negerstämme des südlichen Afrikas haben sich vollends mit einer geradezu unheimlichen Schnelligkeit vermehrt. Allerdings steht dieser enormen Bevölkerungszunahme auch eine rapide Sterblichkeit gegenüber. Nach der Überzeugung des Vortragenden, die sich auf eingehende wissenschaftliche Beobachtung gründet, besteht zwischen Weißen und Negern, wenn sie dem Europäer auch ferner stehen als die Hottentotten, keine physische Abneigung, und wenn gewisse Anzeichen nicht trügen, wird eine enge Verbindung zwischen beiden Rassen in Bälde sich von selbst vollziehen. Deswegen wird aber in Afrika noch lange nicht die sogen. Mischlingsbevölkerung überwuchern.

Aus naheliegenden Gründen ist die Zukunft des Negers ernstester Betrachtung wert. Unter dem europäischen Einfluß hat der Neger in kurzer Zeit unendlich viel gelernt, wenn er auch noch immer tief unter dem Europäer steht. Aber die weiße Bevölkerung Südafrikas hat im großen und ganzen an Energie

verloren. Diese betrübende Tatsache kommt selbstverständlich dem Neger zugute. Auch ist der Neger bekanntlich ein weitaus billigerer Arbeiter als der Weiße. Freilich sind es meistens nur grobe Arbeiten, die der Neger verrichtet, aber in absehbarer Zeit wird er seine Fähigkeiten auch höheren Anforderungen anzupassen wissen. Auch wird der Neger allmählich in ökonomischer Beziehung eine Macht bedeuten. In politischer Hinsicht wird der Neger allerdings noch lange vom Weißen abhängig bleiben, denn hier versagt er. Aber dennoch drängt sich die Frage auf, ob die weiße Bevölkerung Afrikas nicht einmal auf eine dünne Oberschicht zurückgedrängt werden wird, die zwar politisch die Führung besitzt, wirtschaftlich aber ganz den Negern ausgeliefert ist. Hoffen wir, daß die weiße Rasse aus den von ihr besetzten Gebieten sich nie mehr verdrängen läßt! Es ist dringend zu wünschen, daß die Regierungen in der Heimat eine Eingeborenenpolitik treiben, die nicht nur den nationalen Interessen, sondern auch den Idealen der Menschheit entspricht.

Allgemeine Versammlung vom 10. März 1910 im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag des Freiherrn K. v. Wichmann-Eichhorn: „*Neu-Seeland, im Lande der Maori und seiner Geiser*". (Mit Lichtbildern.)

Neu-Seeland ist bekanntlich der Name einer malerisch schönen britischen Kolonie im südlichen Stillen Ozean, die sich aus zwei großen, durch die Cookstraße getrennten Inseln zusammensetzt. Einsam im fernen Weltmeer gelegen, losgerissen von allen Stätten der Kultur, nahmen diese Inseln eine höchst eigenartige Entwicklung, die vor allem auf die seltsame, natürliche Beschaffenheit dieses Eilands zurückzuführen ist. Neu-Seeland hatte nämlich keine Säugetiere mit Ausnahme der Fledermaus. Insbesondere belebte kein einziges Säugetier den wunderbaren Urwald. Nirgends auf diesen gewaltigen Inseln ein Schmetterling oder ein weitfliegendes Insekt! Um so reichhaltiger war die Vogelwelt vertreten. Aber da niemand die Vögel verfolgte, verlernten sie allmählich das Fliegen. Die Maori, ein polynesischer Volksstamm, der vor vielen Jahrhunderten aus Samoa eingewandert sein soll, wohnten auf diesen Inseln, von denen 1769 Cook im Namen Englands Besitz ergriff. Es ist in hohem Grade interessant, zu beobachten, wie das Volk der Maori ohne jede äußere Anregung oder Einflüsterung schon früh von starkem künstlerischem Impuls erfüllt war. Namentlich für die Ornamentik bekundete es einen feinen Sinn.

Mit der Entdeckung Neu-Seelands beginnt indes noch keineswegs der wirtschaftliche Aufschwung der Insel. Mit dem langsamen Aussterben der Fische und Vögel brach vielmehr eine furchtbare Hungersnot über das Land herein, als deren traurigste Begleiterscheinung ein unheimlich um sich greifender Kannibalismus zu verzeichnen ist. Die unglücklichen Bewohner aßen sich buchstäblich auf. Ja, es waren sogar Fälle nicht selten, in denen Eltern ihre Kinder verspeisten. Hierin trat erst ein Wandel ein, als im Jahre 1814 die Missionäre die Maoris mit den Segnungen der europäischen Zivilisation vertraut machten. Schweine und Kaninchen wurden massenhaft importiert, der Boden wurde angebaut, Schaf- und Pferdezucht wurden eingeführt und dank der Intelligenz und politischen Klugheit der Eingeborenen ging nunmehr das Inselreich einer glänzenden Zukunft entgegen. So nimmt heute Neu-Seeland eine ausgezeichnete Stelle unter den englischen Kolonien ein. Das Schulwesen steht auf einer hohen

Stufe, der Handel hat beträchtliche Dimensionen angenommen und auch der Bergbau liefert sehr beachtenswerte Erträgnisse. Dabei erfreut sich Neu Seeland eines großartig entwickelten Zeitungswesens; selbst in den kleinsten Städten findet man eine öffentliche Leschalle. Es ist bezeichnend für den hohen Stand seiner Kultur, daß es schon seit 27 Jahren auch den Frauen das politische Stimmrecht gewährt. Und zu allem Überfluß hat die Natur dieses glückliche Land geradezu verschwenderisch mit ihren Schätzen bedacht.

Allgemeine Versammlung vom 28. April 1910 im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag des Herrn Prof. Dr. F. Sarre in Berlin: *„Archäologische Reise in Mesopotamien im Jahre 1907—08."* (Mit Lichtbildern.)

Der Vortragende unternahm im Winter 1907—08 in Begleitung von Dr. Ernst Herzfeld eine Reise nach der Asiatischen Türkei, um die Denkmäler islamitischer Zeit im Zweistrom-Lande kennen zu lernen. Die Reise ging von Aleppo nach Meskene am Euphrat, am rechten Ufer des Euphrat nach Deïr, am rechten Ufer des Khabur aufwärts bis zur Einmündung des Djaghadjagh, über das Sindjar-Gebirge östlich nach Mosul und den Tigris abwärts nach Bagdad. Von hier aus wurden kleinere Ausflüge nach Seleukina und Ktesiphon, in das Gebiet des Shatt al-Nil und Babylon unternommen.

Bei Meskene wurde der Euphrat erreicht und das Ruinenfeld Eski-Meskene zeigt die Reste des antiken Barbelissus und des mittelalterlichen Balis, das noch im 13. Jahrhundert von Bedeutung war. Die Stadtmauern sind noch gut erkennbar, ebenso mehrere Gebäulichkeiten, die zum Teil aus byzantinischer, zum Teil aus islamischer Zeit stammen.

10 km östlich wurde die Ruine einer aus mittelalterlich-islamischer Zeit stammenden Burg besucht, der gegenüber die Benât Abu Hureïre genannten Burgruinen liegen. Von hier wurde die Steppe Rusafa-Sergiopolis erreicht. An diesem Ort erlitt der hl. Sergius 300 n. Chr. den Märtyrertod und war daher lange Zeit ein berühmter Wallfahrtsort und erst nach dem Mongolen-Einfall Hulagus 1247 n. Chr. verlassen. Die Ruinen sind gut erhalten. Wall und Graben umschließen ein großes ummauertes, den römischen Lagern gleichendes Viereck, in welchem zwei Kirchen und sonstige Gebäude lagen. Der Vortragende gibt im einzelnen die Beschreibung der interessanten Funde.

Östlich von dem heutigen al Hammam bezeichnet ein Ruinenhügel die Reste des antiken Sura, der römischen Grenzfestung gegen die Parther. In der byzantischen Zeit wurde es nach 540 durch Justinian neu befestigt, welcher Zeit wohl das Kastell seine Entstehung verdankt. In der Nähe des hier engen Euphrat liegen Reste von Stein- und Lehmziegelmauern, die sehr alt sind und wohl ein befestigter Brückenkopf gewesen sind. Östlich davon, bei Raqqa, dem antiken Nicephorium, wurde der Fluß überschritten, wo viele frühislamische Keramik gefunden wird. Ruinen von einer Moschee mit Minaret, die Reste eines Palastes aus dem 12. Jahrhundert sind hervorzuheben. Aus dem 9. Jahrhundert stammt ein torartiges Gebäude im Südosten mit schöner frühislamischer Backstein-Architektur. Im Osten sind Ruinen aus dem 10. und 11. Jahrhundert. 8 km westlich liegen die Ruinen einer Befestigungsanlage, die Haragla, die parthischen Ursprungs sein dürfte. Am südlichen Uferrand des Euphrattales liegen noch

mehrere Burgruinen aus der vorislamischen, meist byzantinischen Zeit, so Nikheïle bei dem heutigen Sabkha und Djezla.

Hier verengt sich der Euphrat, wo die Ruinen von Abu-l-ʿâtič, Halebije und Zelebije liegen, die Ruine des antiken Zenobia, einer Gründung der bekannten palmyrenischen Fürstin. Die Befestigung, die der Vortragende eingehend beschreibt, stammt aus der Zeit Justinians. Zwischen Halebije und Deïr liegen eine Anzahl Festungsruinen, wie Tabus, Rahaba und Salihije.

Von Deïr ging es den Fluß entlang bis zur Einmündung des Khabur, wo wieder mehrere Ruinen untersucht wurden. Diesem Nebenflusse wurde 6 Tage hinaufgeritten bis zu den Lavaströmen des Toll Kokab. Hier fehlen moderne Städte, während im Altertum die Gegend dicht bewohnt war. Es führt die Straße von Syrien nach Persien, der wohl auch Alexander entlang zog. Erst durch die mongolische Invasion scheint im 13. und 14. Jahrhundert das Tal verlassen worden zu sein. Die interessantesten Ruinen mit bemerkenswerten Skulpturen, wie einem Tor-Stier, wurden hier bei Arban gefunden. Auch die Reste einer Brücke, die durch Atabeks Badr al-din Lulu von Mosul im 13. Jahrhundert errichtet wurde, sind noch deutlich zu erkennen. In dieser Gegend konnten auch wichtige geographische Aufnahmen gemacht werden. Es wurde dann das Felsgebirge des Sindjar überschritten und der Stamm der Jeziden besucht, deren Hauptort Sindjar ist, der Residenz des türkischen Kaimakam. Denkmäler aus der Zeit der seldschukischen Atabeke von Sindjar, wie ein reichornamentierter Backsteinturm (1200 v. Chr.) wurden aufgenommen. Dann wurden besonders eingehend die Baudenkmäler von Mosul untersucht. Das größte Interesse beansprucht hier die Moschee Djamiʿal kabir (1170—1172), von der jetzt nur das südliche Schiff noch benutzt wird, das ornamental bemerkenswert ist. Neben den islamischen Denkmälern wurden auch die christlichen nicht vergessen und eine Reihe von älteren chaldäischen und jakobitischen Kirchen aufgenommen.

Der Weg von Mosul nach Baghdad wurde auf dem Tigris mittels eines Flosses zurückgelegt. Kürzerer Aufenthalt wurde in den altorientalischen Ruinenstätten (gegenüber Mosul), Nimrud, Assur, sowie einigen weniger bekannten jüngeren Ansiedelungen gemacht. In Dur fällt das Grabmal des Imam Muhammed Duri besonders auf, ein würfelförmiger Backsteinbau mit schlanken Türmen und einer Zellenkuppel. Hinter Dur beginnen die Ruinen von Samarra, die sich gegen 30 km weit hinziehen. Diese merkwürdige Stadtanlage, die nur 40 Jahre (836—876 n. Chr.) bewohnt war, ist ein Beispiel für die Willkür der abassidischen Khalifen.

In Baghdad wurden die älteren aus der Zeit des Khalifats stammenden Denkmäler untersucht, die allerdings meist zerstört sind. Ein prachtvoller, aus weißem Marmor gebildeter Mihrab ist an erster Stelle zu nennen. Aus der Zeit des Khalifen Nasir (1180—1225) stammt das Bab al-Talism, eine Bastion mit Reliefs. Kunstgeschichtlich ist eine Hofanlage innerhalb der modernen Zitadelle hervorzuheben, die wahrscheinlich zu einem Palast gehört. Jüngeren Datums (1358 n. Chr.) ist eine gewaltige Spitzbogenhalle, Khan Warthmann.

Die Exkursionen nach Ktesiphon, Seleukia und an den Shatt al-Nil brachten noch viele neue Funde. Dann ging es nach Basra, von wo aus das Stadtgebiet von Zubeïr, das alte Basra besucht wurde. Es ist ein umfangreiches Ruinenfeld. Die Heimreise ging von Basra aus zur See über Bombay und Egypten.

Zahlreiche Abbildungen, Pläne und Karten erläuterten den lehrreichen Vortrag.

Allgemeine Versammlung vom 12. Mai 1910 im Festsaale des Künstlerhauses. Vortrag des Herrn Dr. A. Wegener in Marburg: *„Die Danemark-Expedition nach Nordostgrönland 1906—08."* (Mit Lichtbildern.)

Während die grönländische Westküste gut besiedelt und leicht zugänglich ist, ist die Ostküste wegen des vorliegenden Eises schwer zu erreichen und bis auf den südlichsten Teil unbewohnt. Die erste Kenntnis dieses Teiles Grönlands verdanken wir der sog. zweiten deutschen Polarexpedition unter Koldewey und Payer in den Jahren 1869/70, der nur noch eine schwedische und zwei dänische Vorstöße folgten, die aber nicht nördlicher als Koldewey kamen. Nur ganz im Norden hatte Peary von Westen her das Nordende erreicht und es fehlten noch 6 Breitegrade, die beide Stücke verbinden. In geographischer Beziehung wurde nun die überraschende Tatsache gefunden, daß bis über den 81. Breitegrad hinauf die Küste immer mehr nach Osten vorspringt, so daß hier eine Einengung des Meeres zwischen Spitzbergen und Grönland geschaffen wird, die bisher völlig unbekannt war.

Die Expedition bestand aus 28 Personen, darunter 12 Gelehrten. Sie verließ am 24. Juni 1906 Kopenhagen und gelangte am 15. August an die Küste bei Kap Bismarck. Hier wurde sofort eine Winterstation eingerichtet, welche 2 Jahre in Tätigkeit blieb und von wo aus die verschiedenen Expeditionen gemacht wurden.

Der Vortragende, der einzige Deutsche der Expedition, war hauptsächlich mit meteorologischen Arbeiten beschäftigt, die zum ersten Mal im Polargebiet durch Ausführung von Drachen- und Ballonaufstiegen unterstützt wurde. Hierdurch ist eine merkwürdige Temperaturschichtung aufgedeckt worden, indem stets die Luft bis 300 m hoch wärmer wird und dann erst die Temperaturabnahme einsetzt. Auch die Luftspiegelungen konnten eingehend studiert werden. Daran schlossen sich luftelektrische und magnetische Beobachtungen.

Zu Anfang des ersten Winters wurde der südlich gelegene deutsche Überwinterungsplatz für Vergleichsbeobachtungen aufgesucht. Im folgenden Frühjahr wurde die Hauptexpedition nach Norden ausgeführt. Bei 80¼° kehrten 2 Mann zurück, während die übrige Mannschaft in 2 Teilen unter Koch und Mylius-Erichsen weiter nach Norden vorrückte. Koch kehrte, nachdem er bis 83½ N-Breite gekommen und die von Peary besuchten Gebiete erreicht hatte, wieder glücklich zurück. Mylius-Erichsen wurde dagegen durch das Aufbrechen des Meereises der Rückweg abgeschnitten und er mußte in einer tierarmen Gegend den Sommer über bleiben. Als er dann im Herbst mit seinen 2 Begleitern zurückwanderte, erlagen sie kurz vor Erreichung des Depots den anstrengenden Entbehrungen. Erst im nächsten Jahre wurde der sie begleitende Eskimo tot aufgefunden, aus dessen Aufzeichnungen der Verlauf der Katastrophe bekannt wurde.

Die Expedition führte dann im zweiten Jahre noch zahlreiche weitere Beobachtungen über Flora und Fauna des Gebietes aus und erforschte in meteorologischer, geographischer und geologischer Hinsicht die ganze Umgegend. Die wissenschaftliche Ausbeute der Expedition ist reich und höchst wertvoll. Am

21. Juli 1908 konnte glücklich der Eispanzer durchbrochen werden und Ende August gelangte die Expedition wieder nach Europa.

Zahlreiche wohlgelungene Lichtbilder unterstützten den interessanten Vortrag aufs beste.

Bericht über den Ausflug der Gesellschaft auf den Hohen-Peißenberg am 26. Mai 1910.

Am Fronleichnamstage fand eine Exkursion auf den Hohen-Peißenberg statt, woran sich etwa 50 Personen beteiligten. Am Fuße des Berges bei der Station Sulz gab Herr Professor Rothpletz, der wissenschaftliche Führer, einen Überblick über die geologischen Verhältnisse des Peißenberges[1]): Er bildet die Grenze zwischen den gefalteten Alpen und dem von der Faltung nicht mehr betroffenen Voralpengebiet, welches durch eine Überschiebungsfläche von ersterem getrennt ist. So trifft man am Nordhang miocäne Mergel und (miocäne) Nagelfluh, welche an der Überschiebungsfläche steil aufgerichtet und sogar etwas nach Norden überkippt und dann nach Norden allmählich in horizontale Lagerung übergeht. Der Südhang wird durch nach Süden einfallende Cyrenenschichten gebildet (Oligocän), zwischen welche Glassandstreifen und Braunkohlenflötze eingelagert sind. Die Gletscher der Eiszeit sind über den Peißenberg hinweggegangen, was durch Schotter aus verschiedenen Stadien dargetan wird.

Es wurde dann in einer Schlucht westlich Sulz die miocäne Nagelfluh mit Gleitflächen gezeigt. Die Macht des Druckes wurde durch zahlreiche Funde von Steinen mit rundlichen Eintiefungen dargetan, welche anzeigen, daß hier ein anderer Stein hineingedrückt worden war.

Der letzte Teil des Anstieges war etwas heiß. Im Wirtshaus Hohen-Peißenberg wurde das Mittagessen eingenommen. Die weite Aussicht bot darnach wieder Anlaß zu wissenschaftlichen Erörterungen. Der Abstieg wurde nach Süden gewählt und es wurden dabei Aufschlüsse von Cyrenenmergelschichten (mit Fossilien) und die großen Halden des Kohlenbergwerks besichtigt.

Der vom Wetter begünstigte Ausflug verlief in wohlgelungener Weise und die zahlreichen Teilnehmer kehrten hochbefriedigt abends nach München zurück.

Referate und Bücherbesprechungen.

Pfälzische Heimatkunde, jährlich 12 Hefte zu 2,50 Mk. Verlag H. Kayser in Kaiserslautern.

Die die Heimatkunde der Rheinpfalz umfassende Zeitschrift erscheint seit dem 1. Januar in einem neuen Gewande unter der Redaktion von Rechnungsrat Dr. Häberle in Heidelberg. Sie führt jetzt den Untertitel: „Monatsschrift zur Förderung von Natur- und Landeskunde in der Rheinpfalz“ anstatt wie bisher: „Monatsschrift für Schule und Haus unter Berücksichtigung der Bedürfnisse der pfälzischen Schulen“. Es ist dadurch zugleich angedeutet, daß das Programm eine wesentliche Ausdehnung gegen früher erhalten hat. M.

[1]) Eine geologische Beschreibung des Hohen-Peißenberges bietet Dr. Rich. Bärtling: Die Molasse und das Glazialgebiet des Hohen-Peißenberges und seiner Umgebung. Geognost. Jahreshefte, 16. Jahrgang, 1903, S. 33.

O. Göllnitz, Die magnetische Vermessung des Gebietes des Königreichs Sachsen. I. und II. Mitteilung. Freiberg in Sachsen 1908 und 09. (Sonderabdruck aus der Zeitschrift für das Berg- und Hüttenwesen im Königreich Sachsen.)

Deutschland ist in den letzten 10 Jahren vollständig neu in magnetischer Beziehung aufgenommen worden, wobei Bayern, Württemberg und Sachsen selbständige Netze beobachteten, während die übrigen Teile dieses Gebietes durch das magnetische Observatorium in Potsdam vermessen wurden.

In der ersten Mitteilung gibt der Verf. zunächst einen kurzen Abriß über den Erdmagnetismus selbst, wodurch der Zweck und das Wesen der magnetischen Landesvermessungen eingehend beleuchtet wird. Bei der sächsischen Vermessung erstrebte nun der Verf. nicht nur einen Überblick über den Verlauf der magnetischen Linien zu erhalten, sondern er suchte auch sofort ins Detail zu gehen, indem er an 100 Stationen Messungen anstellte. Es wurde hierzu der nämliche magnetische Reisetheodolit benutzt, der zu den Aufnahmen in Preußen diente; dabei stützten sich die Beobachtungen auf die Potsdamer Registrierungen.

In der zweiten Mitteilung wird zunächst die Theorie der angewendeten Messungs- und Berechnungsmethoden in ausführlicher Weise gegeben, ein Abschnitt, der jedem zum Studium empfohlen werden kann, der selbst ähnliche Arbeiten ausführen will. Es werden dann die Messungen selbst besprochen und endlich die vorläufigen Ergebnisse zusammengefaßt. Vor allem ermöglichte das dichtmaschige Netz eine Anzahl lokaler Störungsgebiete aufzudecken, so im Basaltgebiete des östlichen Teiles der sächsischen Lausitz, im oberen Erzgebirge südlich von Schlittau, über den Ober-Rittergrün-Breitenbrunner Magneteisenlagern und in den durch Eisenlager und zahlreiche Verwerfung in geognostisch-geologischer Beziehung interessanten westlichen Teile des sächsischen Vogtlandes.

Neben der zahlenmäßigen Darstellung hat der Verf. seine Ergebnisse in magnetische Karten im Maßstabe 1 : 500000 niedergelegt, welche die wahren Isogonen, Isodynamen und Isoklinen für die Epoche 1907,8 enthalten. Die Z-Komponente (Vertikalintensität) ist auf einem besonderen Blatte dargestellt, das zugleich eine geologische Übersicht des Gebietes gibt. Wenn schon die zuerst genannte Karte die einzelnen Störungsgebiete deutlich hervortreten läßt, so ist dies noch mehr bei der letzten der Fall. Man erkennt aus ihr besonders deutlich, wie die tektonische Beschaffenheit und geognostische Zusammensetzung der Erdrinde die erdmagnetischen Kräfte der Erdoberfläche beeinflussen.

Messerschmitt.

F. Heiderich und R. Sieger: Karl Andrees Geographie des Welthandels. Eine wirtschaftsgeographische Schilderung der Erde. 1. Band. 2. Hälfte. 531 S. 8°. Frankfurt a. M., 1910.

Nachdem in der ersten Hälfte[1]) des 1. Bandes die Begriffe der Handels- und Wirtschaftsgeographie klargelegt und von dem Abschnitt: Mittel- und Westeuropa das Deutsche Reich behandelt war, folgt in der zweiten Hälfte als Fortsetzung zunächst Österreich-Ungarn (von Heiderich), dann die Schweiz (von F. Forster), Frankreich, Belgien (beide von E. Hanslik), die Niederlande,

[1]) Referat siehe Mitt. 1909, S. 265.

Großbritannien und Irland (beide von W. R. Eckardt). Die Disposition ist bei allen Teilen sehr ähnlich. Nach einem Überblick über Lage, Grenzen, Hydrographie, Klima und Geologie werden die natürlichen Landschaftsgruppen, die ja bis zu einem gewissen Grad auch Wirtschaftseinheiten darstellen, einzeln behandelt, dann die wirtschaftsgeographischen Verhältnisse im besonderen, wie Bevölkerung, Bodenkultur, Land- und Forstwissenschaft, Bergbau, Industrie und Gewerbe, Handel und Verkehr. Es folgen die Abschnitte: Die skandinavischen Länder von R. Sieger und: Das russische Reich von F. Immanuel. Letzterem schließt sich auch ein Kapitel über das asiatische Rußland an. Beide Abschnitte gliedern sich ähnlich wie die vorhergehenden. Das Werk enthält einige Kartenskizzen und viel statistisches Material. Trotz der Fülle an Zahlenangaben kann das Buch nicht nur als ein für die Wirtschaftsgeographie fast unentbehrliches Nachschlagewerk betrachtet werden, sondern es ist auch für alle, welche sich für diesen Zweig der Erdkunde interessieren oder interessieren müssen, sehr lesenswert, noch dazu, da der Text fast durchweg flüssig geschrieben ist. M. Mayr.

Ambronn, Prof. Dr. L. und Domke, Dr. J., Astronomisch-geodätische Hilfstafeln zum Gebrauche bei geographischen Ortsbestimmungen und geodätischen Übertragungen. 8°. VI. + 142 S. Mit 15 Nomogramen. Berlin 1909.

Das vorliegende Tafelwerk dient für die Berechnung derjenigen Beobachtungen, bei welchen nicht die äußerste Genauigkeit erstrebt wird. Dadurch konnten einesteils die einzelnen Tafeln auf einen geringeren Raum zusammengedrängt, andernteils auch den Tafeln ein größerer Umfang als in anderen Werken gegeben werden, so daß sie nicht nur für mittlere Breiten, sondern auch für südlichere Breiten und für die Tropen gelten und mit Vorteil verwendet werden können. In dieser Beziehung dürften sie gewiß vielen Forschungsreisenden und Berechnern von Beobachtungen aus jenen Gegenden willkommen sein.

Eine weitere Neuerung besteht darin, daß für eine große Zahl von Tafelwerken die graphische Darstellung derselben in Form von Nomographen herangezogen worden ist. Jeder, der sich einmal in dieses graphische Rechnen eingelebt hat, wird die vielen Vorzüge zu schätzen wissen, die dadurch gegenüber den reinen Zahlentabellen bestehen.

Neben den bekannten astronomischen Tabellen für die Zeit- und Ortsbestimmungen sind die nötigen geodätischen Tafeln für Höhenmessungen und Übertragung der geographischen Koordinaten gegeben. Insbesondere möge noch auf die XI. Tabelle für den Gebrauch bei geodätischen Arbeiten in den Schutzgebieten hingewiesen sein.

Das vorzüglich ausgestattete Werk kann allen Geographen, die praktisch tätig sind, insbesondere auch den Forschungsreisenden sowie den Studierenden warm empfohlen werden. Messerschmitt.

Dr. J. Moriggl, Anleitung zum Kartenlesen im Hochgebirge mit besonderer Berücksichtigung der vom D. u. Ö. Alpenverein herausgegebenen Spezialkarten. 92 S. 15 Figuren im Text und 14 Kartenbeilagen etc. Hrsgeg. vom Zentralausschuß des D. u. Ö. Alpenvereins. München 1909.

Zu den zahlreich vorhandenen Anleitungen für Kartenlesen, von welchen einige bewährte im Anhang der Anleitung empfohlen werden, gesellt der Zentral-

Ausschuß des D. u. Ö. Alpenvereins eine neue, die ins Verständnis der Hochgebirgskarten, im besonderen der vom Alpenverein herausgegebenen Kartenwerke einführen soll. „Wer Hochgebirgskarten gut lesen kann, kann alle übrigen topographischen Karten lesen", sagt der Verfasser mit Recht; das Werkchen ist daher jedem von Nutzen, der Belehrung hinsichtlich des Gebrauchs von Karten wünscht, nicht nur dem Hochgebirgswanderer.

Nach kurzer Einleitung, welche die Anforderungen festlegt, die heutzutage an Gebirgskarten billigerweise gestellt werden dürfen und die Projektionsart der amtlichen Kartenwerke Deutschlands und Österreichs streift, wird in die Besprechung der Methoden eingetreten, welche sich für die Wiedergabe der Bodenformen eingebürgert haben: Schraffen, Schummerung, Höhenschichtenlinien, Beleuchtung. An der Hand von Kartenausschnitten werden die verschiedenen Verfahren erläutert, ihre Vorzüge und Mängel ins richtige Licht gesetzt, besonders auf Irrtümer hingewiesen, vor welchen sich der Anfänger zu hüten hat. Ein zweiter Abschnitt ist der Wiedergabe der Bodenarten gewidmet, wobei in besonderen Abschnitten bei der Darstellung der Felsen, des Gerölls (im weitesten Sinne des Worts), der Gletscher und Gewässer, sowie des gewachsenen Bodens verweilt wird. Manch kritische Bemerkung flicht sich dabei ein.

Ein drittes Kapitel beschäftigt sich mit den Maßen der Karte und erörtert in Untergruppierungen den Längenmaßstab, die Höhen und Berechnung der aufzuwendenden Zeit; dabei wird namentlich auf die Bedeutung der Isohypsen und auf die Entnahme von relativen Höhen aus der Karte eingegangen. Weiterhin wird der Orientierung im Gelände mit den einfachsten Mitteln auf leicht verständliche Weise gedacht. Ein Schlußabsatz bringt lehrreiche Übungen und bahnt die räumliche Auffassung des Geländes aus dem Planbild der Karte an durch Hinweise auf bildliche Wiedergabe der in den Karten projizierten Objekte. Anhangweise finden sich gut ausgewählte Literaturangaben. Ihnen wäre vielleicht noch ein Hinweis auf Pencks kritische Studie „über neue Alpenkarten" in der Geographischen Zeitschrift Jahrgg. 1899, 1900, 1903 anzufügen, die sich im Jahrg. 1900 S. 366 ff. über vom Alpenverein herausgegebene Karten verbreitet.

Alles in allem wird das Büchlein in knapper, aber vollständiger Weise seiner Aufgabe, eine Anleitung zum Kartenlesen im Hochgebirge zu bieten, ohne viel Theorie in mustergültiger Weise gerecht. Aber es bietet über diesen Rahmen hinaus noch mehr.

Die öfter erwähnten 14 Kartenbeilagen lassen in ihrer gut ausgewählten Zusammenstellung ein Stück Entwicklungsgeschichte des Problems der Gebirgsdarstellung an uns vorüberziehen, dessen Förderung einen Ruhmestitel des tätigen Alpenvereins bildet. Bei Betrachtung der einzelnen Proben wird auch der Laie unwillkürlich zum Vergleich angeregt. Der Fortschritt von der 1879 erschienenen noch wenig befriedigenden Schraffenkarte des Kaisergebirgs 1 : 50000 mit ihrer ausdruckslosen Felszeichnung zur Musterleistung der Isohypsendarstellung der Langtafelgruppe und des Lellastockes 1 : 25000 (1904) mit ihrer plastischen und doch detailliert naturwahren Wiedergabe der Felsregion ist ein ungeheurer und berechtigt zu den schönsten Hoffnungen, die durch die Blätter der Adamello- und Marmolatagruppe, sowie der Allgäuer Alpen noch gesteigert werden. Diese Karten bringen die in der Natur so augenfällig sich darbietenden Unterschiede zwischen zackigen und gerundeten Formen so deutlich zum Ausdruck, daß sie

morphologischen Studien als willkommene Anhaltspunkte dienen können, ja vorsichtige Schlüsse über eiszeitliche Verhältnisse und rezente Gletscherhochstände gestatten, nachdem auch den bezüglichen Ablagerungen ein weitgehendes Augenmerk geschenkt ist.

Einer Anregung für eine folgende Ausgabe möchte Ref. noch Ausdruck verleihen, deren Berücksichtigung zwar über den elementar-didaktischen Zweck des Buches etwas hinausgeht, die aber gewiß von vielen dankbar begrüßt werden würde. Beim Anblick der prächtigen Karten möchte wohl auch der Laie etwas über ihre Entstehung erfahren. Die Karten des Alpenvereins fußen zwar im allgemeinen auf den staatlichen Mappierungsarbeiten, recht Erhebliches wurde aber auch durch eigene Aufnahmen, besonders in der Hochregion, hinzugefügt. Es wäre ein Verdienst, bei den verschiedenen Karten in Kürze anzufügen, was im einzelnen auf eigner Feldarbeit beruht und mit welchen Hilfsmitteln es zustande kam. Ansätze zu solchen Feststellungen finden sich ja bereits in der Zeitschrift des D. u. Ö. Alpenvereins 1887 von Waltenberger, 1888 von Bischoff, 1893 von Simon, 1908 von Aegerter und an andern Stellen. Eine sammelnde und ergänzende Zusammenstellung würde die Brauchbarkeit der Karten für wissenschaftliche Zwecke erhöhen und den Wert des Werkchens steigern, ohne es seinem eigentlichen Zweck zu entfremden. Sollte aber die ausgesprochene Anregung als zu weitgehend befunden werden, so wäre es gewiß eine verdienstliche Aufgabe Berufener, in einer Entwicklungsgeschichte der vom Alpenverein inaugurierten Kartenwerke der Ausdehnung und der Methoden der eigenen Aufnahmen besonders zu gedenken. L. Distel.

Dr. R. Reinisch, Entstehung und Bau der deutschen Mittelgebirge. Mit 48 Abbildungen. 8°. Leipzig, Dieterichsche Verlagsbuchhandlung, 1910.

Das Buch gibt eine in erster Linie petrographische Beschreibung der deutschen Mittelgebirge, oder besser gesagt Deutschlands ohne das Alpengebiet und ohne das norddeutsche Tiefland. Vorliegendes Referat soll sich nur auf die bayerischen Teile des Buches erstrecken. Der bayerisch-böhmische Wald findet eine kurze Beschreibung nach Gümbel[1]), wobei besonders die Gneis-Granit-Formation berücksichtigt wird. Den größten Teil des Buches nehmen naturgemäß die Bruchstücke der variskischen (oder varistischen) Bögen ein. Nach kurzer Erwähnung des Grundgebirges der Hardt werden die mesozoischen Decken von Elsaß-Lothringen und der Pfalz behandelt. Auch hier tritt die petrographische Beschreibung stark hervor, die Lagerungsverhältnisse werden nur kurz gestreift. Bei Betrachtung der Saar-Nahe-Mulde wird den kohleführenden Schichten Beachtung geschenkt. Der Granit-Odenwald und der kristalline Vorspessart werden in eigenen Kapiteln, die triassischen Teile dieser Mittelgebirge aber in dem großen Abschnitt „Schwäbisch-fränkisches Senkungsfeld" behandelt. Dieses den größten Teil der fränkischen Kreise Bayerns einnehmende Gebiet besteht vorwiegend aus Schichten der Trias und des Juras, welche tafelförmig übereinander lagern und zwar so, daß nach Südosten zu immer jüngere Ablagerungen auftreten, also eine

[1]) Bei der Kartenskizze (Fig. 7) ist in der Legende Glimmerschiefer und Hornblendegestein verwechselt.

Reihe von Stufen bilden; es dürfte deshalb der so wie so gebräuchlichere Name: „Stufenlandschaft" vorzuziehen sein. Auch die vulkanischen Erscheinungen des Rieses werden hier erwähnt. Bei der Behandlung des vorwiegend aus paläozoischen Schiefern des Franken- und Thüringer. sowie bei der des Fichtelgebirges wird auch den stratigraphischen und tektonischen Verhältnissen ein größerer Raum gewährt. Die Basaltkuppen der Rhön finden in einem späteren Abschnitt im Anschluß an den Vogelsberg ihre Betrachtung. M. Mayr.

Schottenloher, K. Dr., Jakob Ziegler aus Landau an der Isar. Ein Gelehrtenleben aus der Zeit des Humanismus und der Reformation. (Reformgeschichtl. Studien und Texte, hrsgeg. von Prof. Dr. J. Greving, Heft 8—10). 8°. XVI + 415 S., mit 6 Federzeichnungen Martin Richters. Münster i. W. 1910.

Jakob Ziegler, der um die Wende des 16. Jahrhunderts (1470—1549) lebte, ist eine der interessantesten Gestalten der Humanisten, der besonders wegen seiner Vielseitigkeit einer besonderen Behandlung würdig ist. S. Günther hat seine Bedeutung als Geographen und Mathematiker (Forsch. zur Kultur- und Literaturgesch. Bayerns IV. 1896, S. 1ff. und V. 1897, S. 116ff.) zuerst gewürdigt, während S. Riezler in den Rahmen seiner Geschichte Bayerns eine prächtige, gedrungene Schilderung von dem vielseitigen Wirken Zieglers entworfen hat. Daneben gibt es noch eine ganze Anzahl Arbeiten, die einzelne Teile aus dem reichen Leben und Wirken dieses bayerischen Humanisten behandeln, doch fehlte es bis jetzt an einer zusammenhängenden Schilderung seines Lebens im Zusammenhang mit den Strömungen seiner Zeit. Diese Aufgabe will die vorliegende Arbeit erfüllen, indem sie auf Grund tiefer Studien der zum Teil unveröffentlichten Literatur eine eingehende Biographie liefert, die uns den Werdegang Zieglers, seine mannigfaltigen Lebensschicksale und seine reiche wissenschaftliche Tätigkeit vorführt. Hierdurch ist manche Lücke noch ausgefüllt und manche Unrichtigkeit oder Ungenauigkeit sichergestellt worden, so daß nunmehr ein abgeschlossenes Bild dieses Mannes vorliegt.

Ziegler studierte zuerst an der noch jungen Universität Ingolstadt unter Konrad Celtes, von dem er auch in die Geographie eingeführt wurde. Er kam dann nach Nürnberg, wo er mit dem Ptolemäus-Herausgeber Johann Werner bekannt wurde, und weiterhin nach Wien, Leipzig und Ofen. Hier lernte er Celio Calcagnini, einen Vorgänger des Kopernikus, näher kennen, der damals in Erlau lebte. Über diesen Verkehr und über diesen Zeitabschnitt bringt der Verf. neues Licht und stellte zugleich sicher, daß erst später, 1521—1525, Ziegler nach Rom kam, wo er zunächst gut aufgenommen, sich bald mehr und mehr dem päpstlichen Stuhle entfremdete, weshalb er sein unstetes Wanderleben fortsetzte, das ihn nach Venedig, Ferrera, Straßburg i. E., Baden-Baden und andere badische Orte und zuletzt nach Passau brachte, wo er seine letzte Ruhe fand.

Es können hier seine theologischen und philologischen Arbeiten übergangen werden und es genügt auf die der Geographie nahestehenden Leistungen hinzuweisen, die für seine Zeit einen großen Fortschritt bedeuteten. Namentlich sind seine Beiträge zur Länderkunde beachtenswert; so seine Beschreibung Syriens, Palästinas und Italiens, für welche Gebiete er auch neue und gute Karten zeichnete. Vor allem aber ist seine Beschreibung Skandinaviens eine grundlegende

Arbeit, die später noch viel benutzt worden ist. Weiterhin sind hervorzuheben seine Werke über Astronomie und mathematische Geographie, auf welchen Gebieten er viel Neues brachte, wie er überhaupt gerade dieses Gebiet mit Vorliebe betrieb und darin auch schon zu Lebzeiten in hohem Ansehen stand. Schließlich möge noch sein Hauptwerk, Erläuterungen zur Naturgeschichte des Plinius, Erwähnung finden, die ein beredtes Zeugnis von den vielseitigen Kenntnissen und von der ernsten Arbeit Zieglers ablegen. Sie behandeln hauptsächlich das zweite Buch (Kosmographie) des Plinius. Vor allem suchte er den vielfach entstellten Text sicher zu stellen und daran anknüpfend lieferte er eine neue mathematische und physische Geographie, die das gesamte Wissen der damaligen Zeit umfaßte und daher auf lange Zeit hinaus eine große Bedeutung besaß.

Dies in kurzen Zügen der Inhalt der vorliegenden Biographie, die der ihr gestellten Aufgabe völlig gerecht wird und wohl ein nahezu abschließendes Bild Zieglers gibt. Sie verdient daher in weiten Kreisen gelesen zu werden, indem sie uns einesteils mit dem gesamten Stande der Geographie des ausgehenden Mittelalters bekannt macht und andererseits einen interessanten Blick in die Geschichte jener bewegten Zeit tun läßt. J. B. Messerschmitt.

Nachtrag zum 1. Heft dieses Bandes, S. 170.

Nach dem Worte „vorzuziehen“, 3. Zeite von unten, ist zu lesen:

> Sprigade & Moisel empfehlen in der vorerwähnten „Anweisung“ die Mitnahme eines Siedeapparates zur Kontrolle der Aneroide (zu haben bei R. Fueß in Steglitz bei Berlin, mit 1 Thermometer 96 Mark). Der Vergleich zwischen Aneroid und Siedeapparat hat mindestens alle drei Tage zu geschehen und ist, wegen ruhigen Brennens der Spiritusflamme, am besten in einer Hütte oder im Zelt vorzunehmen. Unterwegs sind die Ablesungen aber nur an Aneroid zu machen.

Der auf S. 163 erwähnte Routenkompaß ist nunmehr fertiggestellt und zu beziehen durch Firma Joh. Greiner, Fabrik für Präzisions-Instrumente, München, Mathildenstraße; Preis 6 Mark.

G
13
G382
Bd.4-5

Geographische Gesellschaft
in München
Mitteilungen

PLEASE DO NOT REMOVE
CARDS OR SLIPS FROM THIS POCKET

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY